

IMPACTO HIDRODINÂMICO E MORFODINÂMICO DAS ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS NO ESTUÁRIO DO RIO DOURO

MARIA FRANCISCA LACERDA PETRACCHI RODRIGUES SARMENTO

Dissertação submetida para satisfação parcial dos requisitos do grau de
MESTRE EM ENGENHARIA CIVIL – ESPECIALIZAÇÃO EM HIDRÁULICA

Orientador: Professor Doutor Paulo Alexandre de Avilez Rodrigues de
Almeida Valente

Coorientador: Professora Doutora Isabel Iglesias Fernández

SETEMBRO DE 2021

MESTRADO EM ENGENHARIA CIVIL — ESPECIALIZAÇÃO EM HIDRÁULICA 2020/2021

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL

Tel. +351-22-508 1901

Fax +351-22-508 1446

✉ miec@fe.up.pt

Editado por

FACULDADE DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE DO PORTO

Rua Dr. Roberto Frias

4200-465 PORTO

Portugal

Tel. +351-22-508 1400

Fax +351-22-508 1440

✉ feup@fe.up.pt

🌐 <http://www.fe.up.pt>

Reproduções parciais deste documento serão autorizadas na condição que seja mencionado o Autor e feita referência a Mestrado em Engenharia Civil — Especialização em Hidráulica 2020/2021 — Departamento de Engenharia Civil, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Porto, Portugal, 2021.

As opiniões e informações incluídas neste documento representam unicamente o ponto de vista do respetivo Autor, não podendo o Editor aceitar qualquer responsabilidade legal ou outra em relação a erros ou omissões que possam existir.

Este documento foi produzido a partir de versão eletrónica fornecida pelo respetivo Autor.

Este trabalho foi realizado no âmbito do projeto EsCo-Ensembles (PTDC/ECI-EGC/30877/2017), cofinanciado pelo NORTE2020, por Portugal 2020 e pela União Europeia através do Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional (FEDER), e pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) com fundos nacionais.



A meus pais,
Avós,
Irmãos e
Amigos.

All sciences started with philosophy asking the questions, and they spread out on the minds of humanity. When all answers are achieved, everything will collapse again in Philosophy.

Gerardo M.E. Perillo

AGRADECIMENTOS

Gostaria de deixar o meu apreço às pessoas que de alguma maneira me ajudaram durante a realização desta dissertação, pela sua compreensão, dedicação e disponibilidade, fundamentais para a concretização da mesma. A todos um especial obrigada.

Ao Professor Doutor Paulo Avilez Valente, orientador deste trabalho, agradeço todo o conhecimento transmitido, e disponibilidade, acessibilidade e persistência demonstradas ao longo deste semestre. Sem o seu auxílio a realização deste trabalho teria sido impossível.

À Professora Isabel Iglesias, agradeço toda a ajuda, boa energia e positividade perante as dificuldades que foram aparecendo ao longo do trabalho, durante o semestre.

Agradeço também à EDP e ao Instituto Hidrográfico pelos dados fornecidos.

À Esmeralda que sempre se mostrou disponível para ajudar no que fosse necessário.

Aos meus colegas de curso e amigos que me acompanharam sempre ao longo destes 6 anos por todo o apoio prestado e por todos os momentos de diversão proporcionados.

Ao Salvador por me ter ajudado e motivado muito, não havendo, por isso, Kinders Bueno suficientes que o paguem.

Um grande obrigado à minha família pois sem ela nada disto teria sido possível.

RESUMO

O estudo e entendimento da complexidade das alterações climáticas é um dos grandes desafios da humanidade. É um facto estabelecido que, até ao fim do século XXI, o nível médio do mar e a temperatura da atmosfera irão subir a um ritmo crescente e que ocorrerão modificações nas dinâmicas e frequências dos eventos naturais a nível global. No entanto, os seus efeitos a nível local são menos conhecidos, tendo de ser estudados para poderem ser previstos. A modelação numérica é neste aspeto a única ferramenta eficiente disponível. Estes modelos, corretamente calibrados, permitem analisar os aspetos dinâmicos locais das massas de água e da atmosfera e como estas dinâmicas se alterarão com a variação dos parâmetros físicos de controlo.

Neste trabalho, é analisado o comportamento morfo-hidrodinâmico do estuário do Douro. Foi utilizado o modelo OpenTELEMAC-MASCARET. Para este trabalho, foram acoplados o módulo hidrodinâmico a duas dimensões horizontais, TELEMAC2D, e o módulo de transporte sedimentar GAIA. Foi realizada a calibração do módulo hidrodinâmico, recorrendo a dados de campanhas hidrográficas. O módulo morfodinâmico não foi calibrado, dado não haver dados de observações *in-situ* disponíveis.

Foram analisados 17 cenários para caracterização da dinâmica sedimentar do estuário do Douro. Com estes cenários pretendeu-se analisar o impacto dos caudais e marés como elementos forçadores do transporte sedimentar, e o papel que a dimensão e a densidade dos sedimentos, bem com a duração dos eventos, têm nos padrões de transporte sedimentar no estuário. Os resultados mostram que quanto menor for a densidade sedimentar maior é o transporte e mais acentuada é a evolução do fundo. A dimensão dos sedimentos tem uma influência que resultam num comportamento mais complexo com aumento do transporte em suspensão para as partículas de menores dimensões, mas com uma diminuição do transporte por arrastamento dessas mesmas partículas. Para além disso, verificou-se que como elemento forçador isolado, o caudal fluvial só tem um papel importante para caudais superiores a 700 m³/s. O efeito da maré per si é também reduzido. É o efeito conjunto da maré e do caudal fluvial que serve como verdadeiro motor do transporte sedimentar no estuário. Verificou-se também, que é na entrada do estuário, na zona entre os quebra-mares sul e norte que se regista a maior dinâmica de acreção/erosão.

Foram também analisados 15 cenários de alterações climáticas. Consideraram-se três cenários de emissão de gases de efeitos de estufa, tal como definidos pelo IPCC: Histórico; RCP4.5; RCP8.5. Analisou-se como a subida dos níveis médios dos oceanos associadas a estes cenários, para os anos de 2050 e 2100, poderá afetar a hidrodinâmica do estuário, quando associados a eventos de caudal extremos com períodos de retorno de 20, 100 e 1000 anos. Os resultados preveem que as magnitudes das velocidades do escoamento irão diminuir ligeiramente, mas que não haverá agravamento dos riscos de inundações ao longo das margens estuarinas.

Palavras-chave: Hidrodinâmica, Morfodinâmica, Alterações Climáticas, Fenómenos Extremos, Estuário, Simulação Numérica.

ABSTRACT

The study and understand of the complexity of climate change is one of humanity's greatest challenges. It is already known that by the end of the 21st century, the mean sea level and atmospheric temperature will rise at an ever-increasing rate and that there will be changes in the dynamics and frequencies of natural events at the global level. However, their effects at the local level are less evident and must be studied to be predicted. For that purpose, numerical modelling is the only efficient tool available. Properly calibrated numerical models make it possible to analyse the local dynamic characteristics of water masses and atmosphere, and how these dynamics will change with the variation some physical control parameters.

In this work, the morpho-hydrodynamics of the Douro estuary is analysed, using the OpenTELEMAC-MASCARET numerical suite, coupling its two horizontal dimensions hydrodynamic module, TELEMAC2D, and the sediment transport module, GAIA. Calibration of the hydrodynamic module was performed, using data from hydrographic field campaigns. The morphodynamic module was not calibrated, as there was no data from *in-situ* observations available.

Seventeen scenarios were analysed to characterise the dynamics of sediment transport of the Douro estuary. These were intended to analyse the impact of the river flow and of the tides as forcing elements of sediment transport, and the role that the size and density of sediments, as well as the duration of the events, play in the patterns of sediment transport in the estuary. The results show that the lower the sediment density, the larger the sediment transport and the faster the evolution of the bottom. The size of the sediment particles has an influence that results in a more complex behaviour with increased suspended load discharge for smaller particles, but with a decrease in bed load discharge for the same particles. Furthermore, it was found that as an isolated forcing, the river flow only plays an important role for flow rates above 700 m³/s. The tidal effect per se is also reduced. It is the combined effect of the tide and the river flow that serves as the real engine of sediment transport in the estuary. It was also found that it is at the estuary mouth, in the area between the south and the north breakwaters that the largest accretion/erosion dynamics is registered.

Fifteen more scenarios were set up for climate change analysis. Three scenarios for the emission of greenhouse gases, as defined by the IPCC, were considered: Historical, RCP4.5, RCP8.5. It was investigated how the rise in mean sea levels associated with these scenarios, for the years 2050 and 2100, could affect the hydrodynamics of the estuary, when associated with extreme river flow events with return periods of 20, 100 and 1000 years. The results show that the magnitude of current velocities will have a slight decrease, but that there will be no increase of flood risk along the estuarine margins.

Keywords: Hydrodynamics, Morphodynamics, Climate Changes, Extreme Phenomena, Estuary, Numerical Simulation.

ÍNDICE GERAL

AGRADECIMENTOS.....	vii
RESUMO	ix
ABSTRACT.....	xi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. APRESENTAÇÃO E ENQUADRAMENTO DO TEMA	1
1.2. OBJETIVOS A ATINGIR	2
1.3. ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	2
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1. DELIMITAÇÃO GEOGRÁFICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DOURO.....	5
2.2. CARACTERÍSTICAS DO RIO DOURO.....	5
2.3. APROVEITAMENTOS HIDROELÉTRICOS NO RIO DOURO.....	7
2.4. ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS	8
2.5. MODELAÇÃO MORFO-HIDRODINÂMICA ESTUARINA.....	9
3. OPENTELEMAC-MASCARET	11
3.1. OPENTELEMAC-MASCARET	11
3.2. TELEMAC2D.....	12
3.2.1. Condições Fronteira	14
3.2.2. Superfícies Inter-Marés.....	15
3.3. GAIA	15
3.3.1. Transporte de Sedimentos em Suspensão	16
3.3.2. Transporte de Sedimentos por Arrastamento	19
3.3.3. Evolução dos Fundos	19
4. CASO DE ESTUDO	21
4.1. CARACTERIZAÇÃO DO ESTUÁRIO DO RIO DOURO	21
4.1.1. Definição de Estuário.....	22
4.1.2. O Estuário do Rio Douro.....	23
4.1.3. Impactos Antropogénicos no Estuário do Rio Douro.....	27
4.2. DOMÍNIO COMPUTACIONAL	30
4.3. PARAMETRIZAÇÃO E CALIBRAÇÃO DO MODELO	33
4.3.1. Calibração para Situação de Verão	35
4.3.2. Calibração para o Período de Inverno	35
4.4. APLICAÇÃO DO MODELO MORFODINÂMICO.....	40

4.4.1. Parâmetros Físicos e Numéricos Comuns a todos os Cenários	40
4.4.2. Efeito dos Caudais	40
4.4.3. Efeito das Marés.....	41
4.4.4. Efeito Conjugado do Caudal e da Maré.....	44
4.4.5. Diâmetro Sedimentar.....	44
4.4.6. Efeito da Densidade Sedimentar.....	44
4.4.7. Simulação de Longa Duração.....	44
4.4.8. Concentração Sedimentar em Crestuma	44
4.5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	45
4.5.1. Cenário N1 a N5, Efeito do Caudal.....	45
4.5.2. Cenários N6 a N8, Efeito da Maré	50
4.5.3. Cenário N9, Efeito Conjunto da Maré e do Caudal Fluvial.....	54
4.5.4. Cenário N10 a N12, Efeito do Diâmetro dos Sedimentos	56
4.5.5. Cenário N13 a N15, Efeito da Densidade dos Sedimentos.....	59
4.5.6. Cenário N16 e N17, Longa Duração	61
5. ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS E EVENTOS EXTREMOS.....	65
5.1. CENÁRIOS DE EVENTOS EXTREMOS	65
5.1.1. Caudais de Cheia	65
5.1.2. Elevação da Superfície Livre na Fronteira Oceânica.....	66
5.1.3. Parâmetros Físicos.....	66
5.1.4. Cenários.....	66
5.2. DISCUSSÃO DE RESULTADOS	66
5.2.1. Cenário C1, C4, C7, C10 e C13, Período de Retorno de 20 anos.....	66
5.2.2. Cenário C2, C5, C8, C11 e C14, Período de Retorno de 100 anos.....	69
5.2.3. Cenário C3, C6, C9, C12 e C15, Período de Retorno de 1000 anos.....	71
6. CONCLUSÕES	73
6.1. CONCLUSÃO APLICAÇÃO MORFODINÂMICA.....	73
6.2. CONCLUSÃO PARA OS CENÁRIOS DE EVENTOS EXTREMOS FACE A ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS ...	74
6.3. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	75
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77
ANEXO A FIGURAS — CENÁRIOS N1 A N15.....	85
ANEXO B FIGURAS — CENÁRIOS C1 A C15.....	111
ANEXO C PLANOS DE INUNDAÇÃO — CENÁRIOS C1 A C15.....	159

1

INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E ENQUADRAMENTO DO TEMA

Desde as últimas décadas, as alterações climáticas têm provocado várias modificações no ciclo da água. Segundo o IPCC (2013), os principais impactos têm sido o aquecimento da atmosfera e do oceano, a diminuição da quantidade de neve e gelo, a subida do nível médio do mar, e o aumento das concentrações de gases com efeito de estufa. Também de acordo com o IPCC (2013), prevê-se que o contraste na precipitação entre regiões e estações húmidas e secas irá aumentar, embora possa haver exceções regionais. O aumento do nível médio do mar e a crescente variação de intensidade dos fenómenos pluviométricos devem-se à progressiva diminuição do período de retorno de eventos extremos climáticos, de pelo menos uma ordem de magnitude em determinadas regiões, até ao final do século XXI. A diminuição do período de retorno terá como consequência uma maior frequência na ocorrência de tempestades, inundações e/ou secas e, por isso, uma implicação direta na segurança das populações e ecossistemas. Com isto, torna-se necessário analisar e estudar o desenvolvimento das alterações climáticas no futuro, para assim, conseguir prever a intensidade dos eventos e tomar as devidas precauções. A capacidade de previsão possibilitará prevenir a ocorrência de situações catastróficas a nível social e económico.

Uma das ferramentas de previsão mais utilizadas em geofísica e em engenharia é a modelação numérica. Esta metodologia, permite traduzir numericamente o evento em questão, através dos parâmetros físicos e numéricos e de todas as condições fronteira e de batimetria do local a estudar.

No caso do estuário do rio Douro, recorreremos à modelação numérica dos seus padrões hidrodinâmicos e morfodinâmicos para avaliar os efeitos de possíveis cenários futuros devidos às alterações climáticas. Segundo Lanzoni (2002), a morfodinâmica e a hidrodinâmica estão claramente ligadas em processos evolutivos de longo prazo. De facto, de acordo com Prandle et al. (2006), considerando que o regime sedimentar controla a batimetria, conclui-se que estas alterações morfodinâmicas afetam o regime hidrodinâmico da maré e o próprio movimento sedimentar. O regime hidrodinâmico é alterado pela modificação da profundidade média do estuário e o morfodinâmico, pela modificação dos volumes de maré de enchente.

Um melhor conhecimento da dinâmica do estuário com o correto mapeamento dos níveis de água e das zonas inundáveis sob o efeito de eventos climáticos extremos, traduz-se não só num enriquecimento do conhecimento científico, mas também numa ferramenta de planeamento. Com esse conhecimento,

poder-se-á prever a construção de obras e infraestruturas resilientes, a gestão de equipas de socorro e um mais correto e rigoroso planeamento urbanístico.

A análise morfodinâmica, individualmente considerada, tem especial interesse no estudo de viabilidade e manutenção do canal de navegação, para o conhecimento das zonas de acreção e erosão e da quantidade de carga sedimentar que afluí ao mar. O conhecimento da carga sedimentar irá ditar a necessidade ou não da tomada de medidas de proteção, tais como a alimentação artificial das praias e obras costeiras de proteção, para amenizar os efeitos das alterações climáticas nas populações.

Para além disso, os resultados obtidos na modelação podem servir de base para o desenvolvimento de outros estudos. Tais como os de análise da qualidade da água e proliferação de poluentes, identificação de ecossistemas em risco, etc.

1.2. OBJETIVOS A ATINGIR

Este estudo tem como objetivo a estudar numericamente, de uma forma eficaz e rigorosa, o regime hidrodinâmico e morfodinâmico (transporte sedimentar) do estuário do Rio Douro. O modelo numérico permitirá analisar a influência dos diferentes forçamentos físicos e parâmetros sedimentares e, também, simular cenários, associados a eventos climáticos extremos, para diferentes períodos de retorno. Os resultados mostrarão os possíveis impactos das alterações climáticas no ecossistema e na população.

Os cenários contêm múltiplas combinações de parâmetros relacionados com os dois regimes em análise — hidro e morfodinâmico — para determinados períodos de simulação. Entre esses parâmetros estão o caudal fluvial, a amplitude da maré, a densidade e o diâmetro dos sedimentos, a concentração sedimentar, a subida do nível médio da água do mar, etc. Os resultados das simulações permitirão conhecer/entender o peso de cada parâmetro na dinâmica estuarina. Para além disso, permitirão fornecer informação às autoridades competentes, para desenvolverem medidas resilientes de proteção contra as alterações climáticas.

Para a concretização do objetivo principal, há vários sub-objetivos a serem atingidos:

- recolher e processar dados para a modelação: caudais fluviais; marés; concentrações, densidade e diâmetros sedimentares, subida do nível médio das águas do mar e batimetria;
- calibração do modelo hidrodinâmico;
- análise de sensibilidade do modelo morfodinâmico através de simulações de cenários com múltiplas combinações de variáveis;
- análise dos resultados de validação para um melhor entendimento da dinâmica sedimentar do estuário do Douro;
- definição e simulação de cenários das alterações climáticas;
- avaliar os resultados dos cenários de alterações climáticas e reconhecer zonas populacionais afetadas.

1.3. ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação é constituída por seis capítulos. O primeiro capítulo expõe a introdução do estudo desenvolvido e os objetivos a atingir no final do trabalho.

No segundo capítulo, encontra-se a revisão bibliográfica, onde se faz uma introdução de vários temas e conceitos utilizados ao longo do trabalho.

O terceiro capítulo abrange a descrição do pacote de modelação utilizado — OpenTELEMAC-MASCARET — e a forma como este calcula e processa determinados fenómenos.

No quarto capítulo, descreve-se o domínio computacional considerado para o estuário, a calibração hidrodinâmica realizada, os vários cenários considerados na aplicação do modelo morfodinâmico e os seus resultados.

No quinto capítulo, introduzem-se os cenários de alterações climáticas e discute-se os resultados da sua simulação.

No sexto e último capítulo, elabora-se uma conclusão do estudo desenvolvido e apresenta-se propostas para trabalhos futuros.

2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. DELIMITAÇÃO GEOGRÁFICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DOURO

A bacia hidrográfica do rio Douro tem uma área total de 97 478 km², dos quais 18 588 km² (19.1%) em Portugal, e os restantes 78 889 km² em Espanha, sendo, por isso, uma das bacias ibéricas com maior área (APA 2014).

O rio Douro nasce na serra de Urbion (Cordilheira Ibérica), a cerca de 1700 m de altitude. Desde a nascente até à foz no Oceano Atlântico, ao longo dos seus 927 km, o rio atravessa o território espanhol numa extensão de 597 km e serve de fronteira ao longo de 122 km, sendo os últimos 208 km percorridos em Portugal (ver Figura 1).

Os principais afluentes da margem direita tendem a ser mais compridos do que os da margem esquerda. Todos eles nascem nos sistemas montanhosos que delimitam a bacia. Os afluentes da margem direita desenvolvem-se, genericamente, no sentido nordeste–sudoeste e os da margem esquerda no sentido sudeste–noroeste (APA 2016).

Na Tabela 1 encontram-se mencionados os principais afluentes do rio Douro.

2.2. CARACTERÍSTICAS DO RIO DOURO

O rio Douro, ao longo da sua extensão, é geometricamente caracterizado por longos meandros, o que lhe confere um alto índice de sinuosidade (cf. Figura 2). Os meandros são caracterizados por perfis transversais com fundos irregulares, pelo facto de apresentarem uma sequência alternada de fundões e rápidos. Os fundões são zonas com profundidade superior à média, localizadas na parte exterior das curvas. Os rápidos, são uma espécie de plataforma constante e menos profunda situada entre as curvas.

As características hidrológicas do rio Douro dependem, maioritariamente, da precipitação proveniente das massas de ar atlânticas e mediterrânicas. Apesar das massas de ar atlânticas serem as que mais contribuem para o escoamento do rio, as mediterrânicas tomam uma contribuição crescente à medida que se avança para o interior da bacia do Douro. São as massas de ar mediterrâneas que contribuem para uma distribuição extrema dos caudais, com uma estiagem mais marcante do que no litoral (APA 2016).

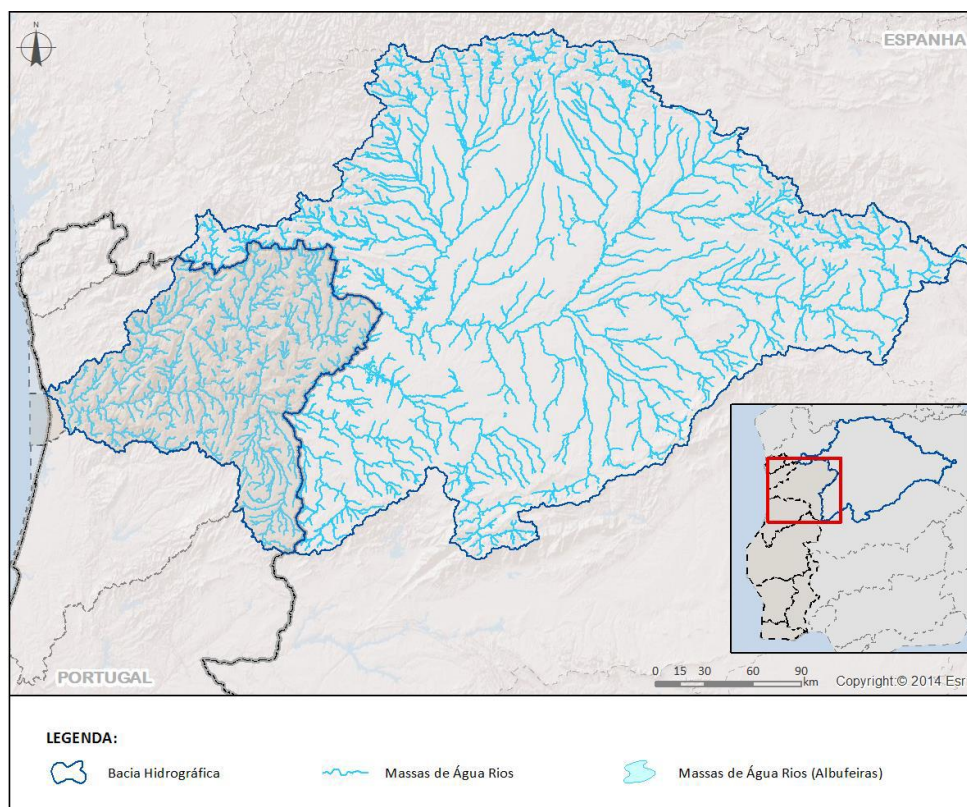


Figura 1: Bacia hidrográfica do rio Douro (fonte: APA, 2016).

Tabela 1: Principais afluentes do rio Douro.

Rio	Foz	Território
Esgueva	Valladolid	Espanha
Pisuerga	Valladolid	
Valderaduey	Zamora	
Esla	Zamora	
Riaza	Burgos	
Duraton	Valladolid	
Cega	Valladolid	
Adaja	Valladolid	
Guarena	Zamora	
Tormes	Zamora	Douro Internacional
Águeda	Figueira de Castelo Rodrigo	
Sabor	Torre de Moncorvo	Portugal
Tua	Carrazeda de Ansiães	
Corgo	Peso da Régua	
Tâmega	Penafiel	
Sousa	Mealhada	
Côa	Vila Nova de Foz Côa	
Távora	Tabuaço	
Paiva	Castelo de Paiva	

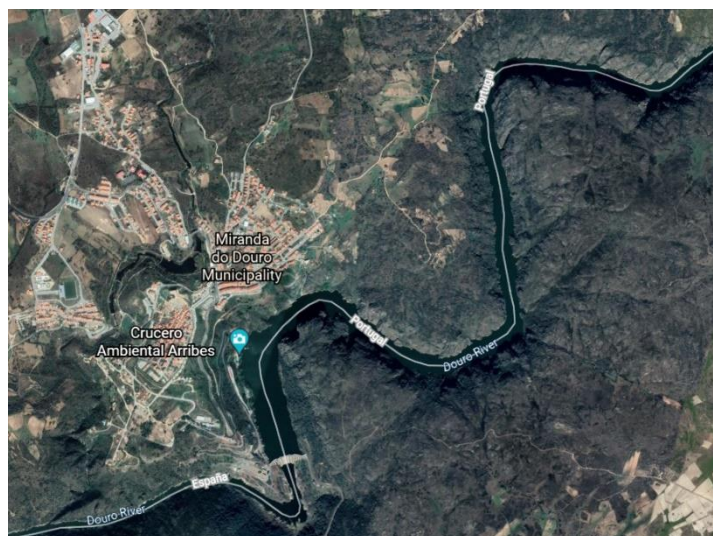


Figura 2: Meandros do rio Douro a montante da barragem de Miranda do Douro (fonte: Google Earth).

As diferenças de precipitação intra-anuais são mais marcantes do que as inter-anuais. No entanto, graças às barragens regularizadoras existentes em Espanha, o efeito destas diferenças encontra-se mais atenuado no leito principal do Douro do que nos seus afluentes e ribeiras costeiras. É nítida a regularização do rio Douro, por intermédio das albufeiras existentes na bacia espanhola, que possibilitam a transferência de escoamentos da estação das chuvas para a estação de estiagem (APA 2016).

2.3. APROVEITAMENTOS HIDROELÉTRICOS NO RIO DOURO:

A descoberta da possibilidade de uso da força motriz da água para produção de energia elétrica, surgiu apenas por volta do século XIX a nível mundial. Essa descoberta começou a ser utilizada em Portugal para iluminação pública e pequenas indústrias, progredindo para o uso em construções de maior magnitude, como é o caso dos aproveitamentos hidroelétricos construído ao longo do rio Douro nacional (ver Tabela 2) (Peixoto 2016). Os três primeiros aproveitamentos encontram-se na fronteira Portugal-Espanha, pertencendo por isso ao Douro Internacional.

Tabela 2: Aproveitamentos hidroelétricos no Douro nacional.

Aproveitamento Hidroelétrico	Concelho	Território
Miranda	Mirando do Douro	Douro Internacional
Picote	Mirando do Douro	
Bemposta	Mogadouro	
Pocinho	Vila Nova de Foz Côa	Portugal
Valeira	São João da Pesqueira	
Régua	Peso da Régua	
Carrapatelo	Marco de Canaveses	
Crestuma-Lever	Vila Nova de Gaia e Gondomar	

Estando os aproveitamentos hidroelétricos incorporados em barragens, estas, para além da produção de energia elétrica, permitem, através dos seus efeitos regularizadores, dar uso à água de diversas formas vantajosas, como é o caso de:

- o abastecimento de água para fins industriais, pecuários, populacionais e de rega;
- manutenção de um caudal ecológico a jusante durante as estações de estiagem e amortecimento dos caudais de ponta de cheia durante épocas de cheia extrema;
- navegabilidade comercial e turística para determinados cursos de água e zonas;
- possibilidade de criação de reservas de água para o combate de incêndios.

Atualmente, está-se a investir no reforço de potência elétrica em vários aproveitamentos hidroelétricos em Portugal. Os dois principais tipos de reforço de potência são o reforço da capacidade de turbinamento e a instalação de grupos reversíveis (turbinamento/bombagem). O primeiro tipo de reforço é concretizado pelo aumento da potência disponível para as horas de ponta; da recuperação da energia perdida por descarregamentos e pelo aumento da produção elétrica, através de fontes renováveis. O segundo tipo de reforço permite armazenar a energia eólica produzida em excesso nos períodos noturnos, através da transferência dessa energia para o sistema de bombagem. Essa energia é recuperada através do turbinamento das massas de água bombadas.

No caso do rio Douro, o único tipo de reforço de potência aplicado é o da capacidade de turbinamento nos aproveitamentos de Miranda, Picote e Bemposta. A instalação de grupos reversíveis não iria compensar, pois tendo essas barragens uma regularização a fio-de-água, a capacidade de armazenamento é limitada. Logo, para um rio caudaloso como o Douro, são necessárias descargas frequentes, acabando por não compensar financeiramente o investimento.

2.4. ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS

As zonas costeiras e as planícies aluviais estão entre as zonas mais vulneráveis às alterações climáticas, já que são vulneráveis à subida do nível do mar, combinada de um maior risco de tempestades, precipitações intensas e cheias repentinas que causam danos generalizados em áreas edificadas e infraestruturas (European Commission 2011).

O IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Changes*) definiu uma grandeza, o forçamento radiativo, para poder classificar as alterações climáticas. O forçamento radiativo é a variação do fluxo energético medido no topo da estratosfera, que é causado por fatores naturais (radiação solar, erupções vulcânicas, etc.) ou antropogénicos (emissões de gases de efeito de estufa e as emissões de aerossóis). Um forçamento radiativo positivo significa que a Terra receberá mais energia do sol do que a energia que irradia para o espaço, resultando num aquecimento global. O forçamento radiativo é definido como uma potência por unidade de área. O IPCC define este forçamento em relação ao ano de 1750 (condição pré-industrialização).

O aumento das concentrações de CO₂ tem causa maioritariamente humana e, ao longo destes anos, tem provocado mudanças no ciclo da água, com a ocorrência de eventos climáticos extremos. O IPCC (2013) prevê que o contraste na precipitação entre regiões e estações húmidas e secas irá aumentar, embora possam existir exceções regionais. O aumento das temperaturas irá desencadear o crescente derretimento de neve e gelo continental e a água resultante escoará em direção aos oceanos, provocando a subida do nível médio do mar.

A subida do nível médio do mar, combinada com a crescente escassez sedimentar, provocada pela construção de barragens e dragagens do canal de navegação do Douro, irá aumentar a vulnerabilidade

da costa e margens estuarinas aos eventos climáticos extremos. Assim, é importante projetar e prever os impactos das alterações climáticas numa escala regional, para a tomada de medidas de salvaguarda, adaptadas às mudanças locais.

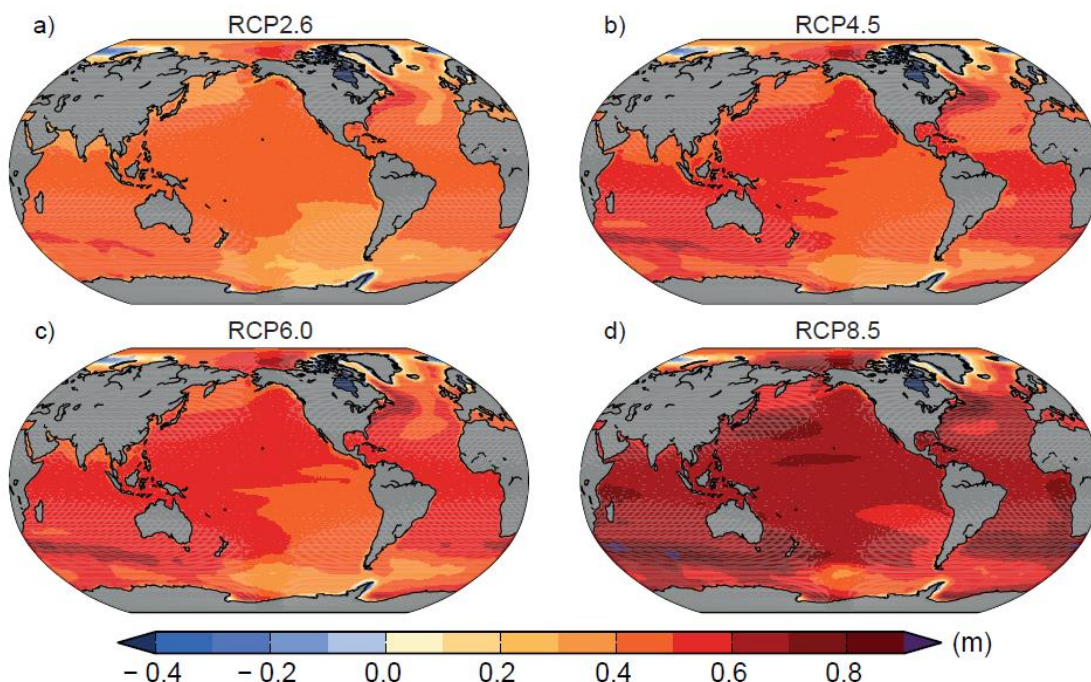


Figura 3: Variação do nível médio do mar de 2081 a 2100 relativamente a 1986-2005 (fonte: IPCC, 2013).

Para a projeção das alterações climáticas, o IPCC criou quatro cenários focados, somente, nas emissões antropogénicas. Os cenários têm o nome de RCP (*Representative Concentration Pathways*). Cada RCP fornece conjuntos de dados de alterações do uso do solo, emissões sectoriais de poluentes atmosféricos, e concentrações anuais de gases com efeito de estufa e emissões antropogénicas até 2100. Os cenários foram realizados tendo em conta concentrações de CO₂ (maioritariamente), entre outros gases atmosféricos (CH₄, N₂O, HFCs, NO_x, NMVOC). As concentrações de CO₂ consideradas são de 421 ppm (RCP2.6), 538 ppm (RCP4.5), 670 ppm (RCP6.0) e 936 ppm (RCP8.5) para o ano 2100 (IPCC 2013). Neste trabalho, apenas iremos simular os cenários RCP4.5 e RCP8.5. O forçamento radiativo para estes dois cenários é de 6.0 e 8.5 W/m², respetivamente, para o ano de 2100 relativamente a 1750.

Mesmo que se possa afirmar que o nível médio do mar irá subir à escala global, é difícil determinar qual será esse efeito à escala regional (Melo 2020). De acordo com o relatório do IPCC (2013), os níveis regionais poderão variar até 30% em relação ao valor médio global no Oceano Antártico e na América do Norte, até 50% na região Ártica e entre 10% e 20% nas regiões equatoriais. Num estudo recente, (Vousdoukas et al. 2016, 2017) preveem que ao longo da costa europeia e para os cenários RCP 4.5 e RCP 8.5, respetivamente, haverá um aumento significativo do nível médio do mar de cerca de 21 a 24 cm até 2050 e de 53 a 77 cm até 2100 em relação ao nível médio do período 1970-2000 (ver Figura 3).

2.5. MODELAÇÃO MORFO-HIDRODINÂMICA ESTUARINA

A modelação hidro-morfodinâmica pode ser feita recorrendo a modelos físicos laboratoriais (e.g. Tambroni et al. 2005; Vera Cruz 1968a; 1968b, 1969) ou a modelos matemáticos. Estes modelos matemáticos podem ser de três tipos: modelos empíricos, modelos esquemáticos ou abstratos, e modelos

baseados em processos. Os modelos empíricos baseiam-se em métodos experimentais e resultam de observações realizadas in situ (e.g. Larson et al. 2003; O'Brien 1969), assumindo que as condições da experiência se encontram convenientemente controladas no espaço e no tempo.

Os modelos esquemáticos destinam-se a descrever processos físicos isolados e são especialmente eficazes no ganho de percepção do funcionamento dos sistemas estuarinos. Estes modelos são do tipo induzido, baseando-se em condições de equilíbrio entre os estados do sistema e os seus forçamentos. Caracterizam-se, em geral, por serem formulados com um número reduzido de variáveis e de relações entre as mesmas (e.g. Huntley et al. 2004; Kragtewijk et al. 2004).

Os modelos baseados em processos são do tipo dedutivo, baseando-se na formulação matemática dos processos físicos intervenientes, sem imposição de condições de equilíbrio. Estes modelos incluem geralmente um módulo de circulação (2DH ou 3D), um módulo de propagação da agitação marítima, e um módulo de transporte de sedimentos. São exemplo deste tipo de modelos o MIKE-21 (Warren e Bach 1992), o OpenTELEMAC-MASCARET (Hervouet 2000), o ECOMSed (Hydroqual 2002), o DELFT3D (Lesser et al. 2004) e o ROMS (Warner et al. 2008).

Estudos recentes levados a cabo com modelos numéricos baseados em processos incluem, por exemplo, a modelação da morfodinâmica fluvial (Villaret et al. 2013), a simulação do efeito de dragagens em regiões estuarinas (Martelo et al. 2019), a análise do impacto de tempestades na morfodinâmica costeira (Cronin et al. 2007), a simulação da evolução de longo termo da morfodinâmica de estuários (Dam et al. 2016; Thomas et al. 2002), o estudo da influência das marés no transporte de sedimentos num estuário (Brown e Davies 2010), e a análise da influência da batimetria no transporte de sedimentos (Robins e Davies 2010).

Nos modelos hidro-morfodinâmicos, a discretização numérica das equações diferenciais que descrevem os diferentes fenómenos baseia-se ou no método das diferenças finitas com malhas estruturadas (e.g. MIKE-21, DELFT3D, ROMS), ou no método dos volumes finitos com malhas não estruturadas (versões mais recentes do DELFT3D e do OpenTELEMAC-MASCARET), ou no método dos elementos finitos (OpenTELEMAC-MASCARET). As malhas não estruturadas, embora mais exigentes em termos de capacidade de cálculo, têm a vantagem de permitir uma maior flexibilidade na simulação de estuários com geometria mais complexa.

As soluções numéricas fornecem uma compreensão profunda das características hidrodinâmicas de ambientes costeiros complexos, conseguindo avaliar e prever os efeitos de eventos extremos, de intervenções antropogénicas ou das alterações climáticas. Para além disso, permitem representar de forma adequada os padrões estuarinos hidrodinâmicos associados às alterações morfodinâmicas (Iglesias et al. 2019a).

Num trabalho recente, Almeida (2013) modelou a hidrodinâmica e morfodinâmica do estuário do Douro, tendo concluído que as velocidades de escoamento e do transporte sedimentar, muito dependentes do caudal fluvial, são máximas na embocadura do rio. Por isso, quanto maior o caudal, maior o rácio de deposição/erosão. Concluiu também que a concentração sedimentar é superior no fluxo de vazante entre os quebra-mares e que o colapso destes resultaria em velocidades de escoamento, e níveis de deposição/erosão e concentrações sedimentares menores em relação à situação atual.

Peixoto (2016) analisou a influência da construção dos quebra-mares na dinâmica de escoamento do estuário. Concluiu que o fortalecimento da restinga daí resultante não permite o galgamento para grandes cheias, agravando as condições de inundação nas margens do estuário.

3

OPENTELMAC-MASCARET

3.1. OPENTELMAC-MASCARET

O sistema OpenTELMAC-MASCARET é uma ferramenta de modelação integrada para escoamentos com superfície livre, podendo analisar e descrever vários processos hidrodinâmicos, morfodinâmicos e de qualidade da água.

Os vários módulos de simulação (ver Figura 4) recorrem a algoritmos baseados no método dos elementos finitos para a resolução das equações em derivadas parciais que regem os fenómenos físicos. O domínio espacial é discretizado recorrendo a uma malha não estruturada de elementos finitos triangulares.

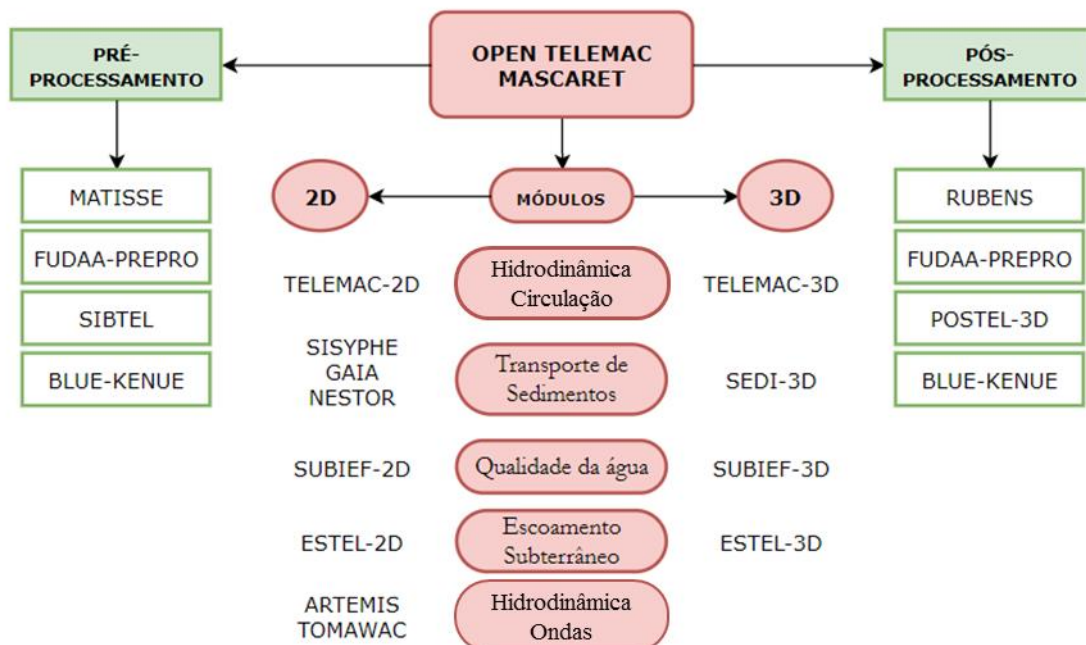


Figura 4: Representação esquemática da estrutura modular do sistema de modelação OpenTELMAC-MASCARET.

Para além dos módulos de cálculo, o sistema inclui ferramentas de pré e pós-processamento a duas e três dimensões espaciais (2D e 3D), para auxílio à preparação das simulações e à leitura e análise dos resultados.

O sistema foi desenvolvido pelo Laboratoire National d'Hydraulique, um departamento da Divisão de Pesquisa e Desenvolvimento da Electricité de France. O software encontra-se disponível como código aberto e é desenvolvido pelo OpenTelemac-Mascaret Consortium.

No presente trabalho apenas os módulos de cálculo TELEMAC2D e GAIA foram utilizados. A ferramenta de pré-processamento BLUE-KENUE foi utilizada para conversão em binário dos ficheiros com a malha de elementos finitos definidora da geometria do problema.

A simulação hidrodinâmica e morfodinâmica foi realizada utilizando de forma acoplada os módulos TELEMAC2D e GAIA. A modelação hidrodinâmica baseia-se nos princípios de conservação da massa e da quantidade de movimento, enquanto a modelação morfodinâmica se baseia no princípio da conservação da massa dos sedimentos e na capacidade de transporte pelo escoamento desses mesmos sedimentos. O transporte de sedimentos inclui três mecanismos: o transporte em suspensão, o transporte por arrastamento e a evolução dos fundos.

O acoplamento dos dois módulos funciona, em cada passo de tempo ou iteração, em duas fases:

Fase 1 — o modelo hidrodinâmico (TELEMAC2D) modela os campos de velocidade, a altura do escoamento e o transporte de traçadores ativos (sal e temperatura) e inativos (sedimentos em suspensão);

Fase 2 — com base no campo de velocidade e da altura do escoamento, o modelo morfodinâmico (GAIA) calcula a capacidade de transporte do escoamento, o caudal sedimentar transportado por arrastamento, o balanço erosão/deposição, a carga sedimentar em suspensão, e a evolução do fundo. Uma nova batimetria e um novo campo de concentrações de sedimentos em suspensão são fornecidos ao TELEMAC2D.

3.2. TELEMAC2D

TELEMAC2D é o módulo utilizado para simular a hidrodinâmica dos escoamentos com superfície livre, nas duas dimensões espaciais horizontais (2DH). Um modelo hidrodinâmico a duas dimensões horizontais resulta de uma integração analítica das equações de Reynolds em média temporal (Böhle et al. 2004) — equações RANS, Reynolds Averaged Navier-Stokes — na direção vertical, assumindo algumas hipóteses simplificadoras. O TELEMAC2D baseia-se na hipótese de ondas longas, ou de águas pouco profundas, e na não estratificação do escoamento, resultando na componente vertical da velocidade nula, num campo de velocidades horizontais constante na vertical, e numa densidade constante na vertical. Estas equações, conhecidas como equações de ondas longas, ou equações de Saint-Venant (de Saint-Venant 1871) são um conjunto de equações em derivadas parciais que estabelecem a conservação da massa e a conservação da quantidade de movimento nas direções x e y . Na forma presente no TELEMAC2D, estas equações são:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - f v = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{h} \nabla \cdot (h v_t \nabla u) - \frac{C_f}{2h} \|u\| u - \frac{gh}{2\rho_0} \frac{\partial \rho'}{\partial x}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{1}{h} \nabla \cdot (h v_t \nabla v) - \frac{C_f}{2h} \|\mathbf{u}\| v - \frac{gh}{2\rho_0} \frac{\partial \rho'}{\partial y}, \quad (3)$$

onde $h = d + \eta$ é a profundidade da água, η é a elevação da superfície livre acima do nível médio do mar (NMM), d é a profundidade abaixo do NMM (cf. Figura 5), u e v são as componentes do vetor velocidade horizontal, $\mathbf{u}$, nas direções coordenadas x e y , respectivamente, g é a aceleração da gravidade, v_t é o coeficiente de viscosidade turbulenta, $f = 2\Omega \sin \lambda$ é o coeficiente de Coriolis (Ω é a velocidade de rotação da Terra e λ é a latitude local), C_f é um coeficiente de atrito adimensional, e ρ_0 e ρ' são respetivamente uma massa volúmica de referência e anomalia, tais que $\rho = \rho_0 + \rho'$ é a massa volúmica local. A relação entre o coeficiente de atrito adimensional, C_f , e o coeficiente de Strickler, K_S , é dada por:

$$C_f = \frac{2g}{K_S^2 h^{1/3}}. \quad (4)$$

Para o cálculo da massa volúmica local, o Telemac2D inclui ainda uma equação de estado (cf. Hervouet, 2007) e duas equações de conservação para o transporte da salinidade, S , e da temperatura, T :

$$\frac{\partial(hS)}{\partial t} + \nabla(hS \mathbf{u}) = \nabla \cdot (h v_T \nabla S) + Q_S, \quad (5)$$

$$\frac{\partial(hT)}{\partial t} + \nabla(hT \mathbf{u}) = \nabla \cdot (h v_T \nabla T) + Q_T. \quad (6)$$

Nas duas equações anteriores, Q_S e Q_T são termos fonte/sumidouro de salinidade e temperatura, respectivamente, e v_T é um coeficiente de difusão.

Na formulação com discretização por elementos finitos utilizada neste trabalho, a equação da continuidade (1) é substituída por uma pseudo-equação de onda (Hervouet 2007; Lynch e Gray 1979).

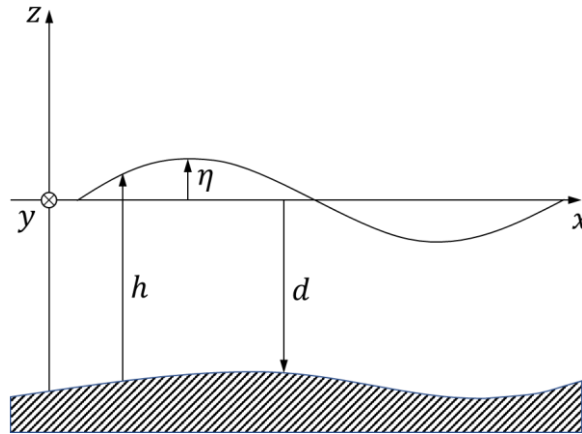


Figura 5: Secção vertical do escoamento e definição das profundidades.

O TELEMAC2D permite incluir na modelação vários fenómenos e parâmetros que influenciam a dinâmica do escoamento. Esses fenómenos são:

- propagação de ondas longas, tendo em conta efeitos não lineares;
- atrito no fundo;
- força de Coriolis;
- fatores meteorológicos (pressão atmosférica, atrito à superfície devido ao vento);
- turbulência;
- correntes e escoamento em rios;
- influência de gradientes horizontais de temperatura e de salinidade na densidade;
- coordenadas cartesianas ou esféricas para grandes domínios;
- áreas molhadas/secas no domínio computacional: planícies inter-marés e de inundação;
- difusão e transporte de traçadores;
- rastreio de partículas;
- rotura de barragens;
- inclusão de barragens ou diques e açudes;
- forças de arrasto criadas por estruturas verticais;
- porosidade;
- qualidade da água.

Para simular a hidrodinâmica do estuário do Douro, seleccionou-se a versão 2DH do OpenTELEMAC-MASCARET devido à sua capacidade de simulação dos comportamentos hidrodinâmicos, em sistemas costeiros, fluviais e estuarinos (Corti e Pennati 2000). Esta ferramenta de modelação consegue processar os efeitos dos ciclos de inundação/vazante, batimetria, descarga do rio, níveis de água, velocidade das correntes e força de Coriolis (Jones e Davies 2010; Monteiro et al. 2011)(Jones and Davies 2010; Monteiro et al. 2011), permitindo a avaliação do risco de inundação de uma determinada região (Horritt and Bates 2002; Iglesias et al. 2019b). O modelo numérico resolve as equações de Saint-Venant, considerando vários processos, tais como a turbulência, atrito no fundo, fluxos supercríticos e subcríticos, bem como efeitos de gradientes horizontais de temperatura e de salinidade na densidade. Apesar da complexidade dos fenómenos envolvidos nos sistemas estuarinos, os modelos 2DH são capazes de calibrar com precisão a hidrodinâmica medida e a hidrodinâmica simulada (Iglesias et al. 2019b). Os trabalhos de Horritt and Bates (2002), Hu et al. (2009), Iglesias et al. (2019b), Monteiro et al. (2011), Robins e Davies (2010) e Wan et al. (2014) demonstram que os modelos 2DH são capazes de prever adequadamente a velocidade, a extensão das cheias e o nível da água, provando que os resultados dos modelos 2DH são adequados para a avaliação de risco (Iglesias et al. 2019b).

3.2.1. CONDIÇÕES FRONTEIRA

As equações de Saint-Venant com dissipação turbulenta são do tipo parabólico (ver por exemplo, Avilez-Valente, 2000, páginas 113–116), mas sendo os termos turbulentos de ordem superior é habitual tratá-las como essencialmente hiperbólicas. Assim sendo, e em regime lento, deve ser imposta uma única condição tanto nas fronteiras de entrada (montante) como de saída (jusante). Nas fronteiras fluviais é usual impor a velocidade de entrada (ou o caudal), enquanto nas fronteiras oceânicas é imposta a elevação da superfície livre. Isto pode levantar problemas de instabilidade na fronteira oceânica, caso a informação do campo de velocidades (calculado) não seja consistente com a elevação da superfície livre (imposta). Para obstar à ocorrência deste problema, o TELEMAC2D utiliza o método de Thompson (Hervouet et al. 2011; Thompson 1987) que recorre à teoria das características para corrigir a condição de fronteira. No caso das equações de transporte, os valores da salinidade e da temperatura são impostos nas fronteiras de montante.

Nas fronteiras sólidas foi imposta uma condição de fluxo nulo através da fronteira. Não foi considerada a existência de atrito nas fronteiras sólidas.

3.2.2. SUPERFÍCIES INTER-MARÉS

O sistema TELEMAC2D-GAIA necessita de um meio de escoamento líquido contínuo para que as simulações hidrodinâmicas e morfodinâmicas decorram sem percalços. A existência de regiões do domínio computacional temporária ou permanentemente secas, levanta problemas de cálculo. O TELEMAC2D prevê três possíveis esquemas para lidar com superfícies inter-marés. Neste trabalho optou-se pelo esquema de correção dos gradientes da elevação da superfície livre.

3.3. GAIA

O GAIA é o módulo do sistema OpenTELEMAC-MASCARET que permite modelar o transporte de sedimentos num escoamento geofísico. Este módulo resultou da evolução de um módulo mais antigo, o SISYPHE, tendo sido modificadas algumas abordagens e otimizados alguns algoritmos.

O GAIA permite modelar processos morfodinâmicos complexos em ambientes costeiros, fluviais, estuarinos e em lagos. Permite impor variações, temporais e espaciais, das classes de tamanho dos sedimentos (uniforme ou com gradação), das suas propriedades (coesivas e não-coesivas) e do modo de transporte (suspensão, arrastamento ou ambos).

Numa evolução em relação ao módulo SISYPHE, a quantidade de cada classe de sedimento no leito é avaliada usando massa seca em vez de volume seco, o que minimiza erros de arredondamento.

A modelação morfodinâmica do GAIA processa-se apenas numa camada superficial do fundo do meio aquático, designada como camada ativa (*active layer*). A camada ativa é uma camada fictícia adicional que contém uma reserva de sedimentos. A erosão e a deposição sedimentar sofridas permitem ao modelo calcular as taxas de transporte, para cada classe de sedimento, ao longo do tempo de simulação.

Os processos de transporte de sedimentos em suspensão na coluna de água são tratados pelo módulo hidrodinâmico TELEMAC2D, enquanto, junto ao leito, processos como a deposição, erosão (e entrada em suspensão) e transporte por arrastamento são manipulados pelo GAIA (cf. Figura 6).

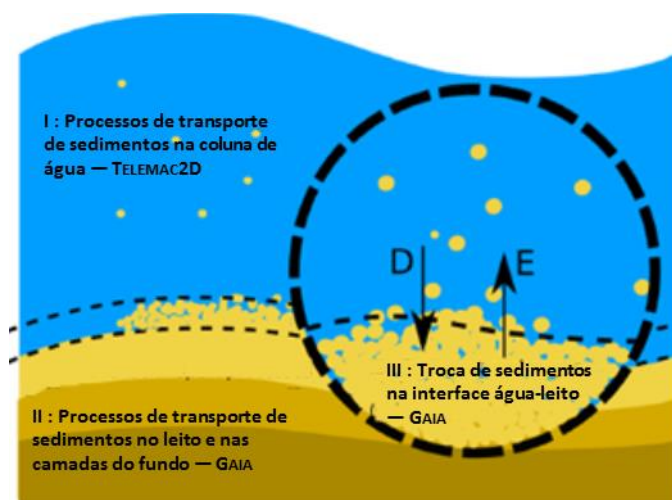


Figura 6: Processos sedimentares e módulos computacionais (adaptado de OTM, 2020).

Este tipo de dinâmica, hidráulica e morfológica, permite um tratamento mais claro dos processos sedimentares que ocorrem na coluna de água, no leito e na interface leito-água em análise. O GAIA também pode ser acoplado aos módulos de dragagem de sedimentos NESTOR, de propagação de ondas TOMAWAC e de qualidade da água WAQTEL.

Durante uma simulação hidrodinâmica, o TELEMAC2D oferece a possibilidade de monitorizar os percursos realizados por algumas partículas introduzidas no fluido, assim como para os traçadores selecionados. Sendo o escoamento o motor do transporte sedimentar, o módulo do GAIA tem que estar associado ao TELEMAC2D através da acoplagem dos dois modelos.

3.3.1. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO

As partículas de sedimentos em suspensão são transportadas pelo escoamento, durante um determinado período, e mantidas em suspensão temporária pela ação de um movimento ascendente, causado por vórtices turbulentos.

O transporte de sedimentos em suspensão é calculado TELEMAC2D, resolvendo a equação de advecção-difusão bidimensional, expressa na forma conservativa por:

$$\frac{\partial(hC)}{\partial t} + \nabla \cdot (hC \mathbf{u}_{CV}) = \nabla \cdot (h \varepsilon_s \nabla C) + E - D, \quad (7)$$

onde C é a concentração mássica média em profundidade, $\mathbf{u}_{CV} = (u_{CV}, v_{CV})$ é o vetor velocidade de convecção horizontal média dos sedimentos, E e D são os fluxos de erosão e deposição, respetivamente, e ε_s é o coeficiente de difusividade turbulenta do sedimento, relacionado com a viscosidade turbulenta por $\varepsilon_s = \nu_t / \sigma_c$, sendo σ_c o número de Schmidt. O TELEMAC2D assume que $\sigma_c = 1$. Esta equação é válida apenas para suspensões diluídas de partículas com diâmetros inferiores a 0.5 mm.

Como o transporte de sedimentos de suspensão se dá próximo do leito, onde as velocidades são mais baixas, a magnitude da velocidade média de convecção dos sedimentos, $\mathbf{u}_{CV}$, é inferior à velocidade média do escoamento, $\mathbf{u}$, pelo que

$$\mathbf{u}_{CV} = \alpha \mathbf{u}, \quad (8)$$

com $\alpha \leq 1$, de tal forma que (Huybrechts e Villaret 2010)

$$u_{CV} = \frac{\int_{-d}^{\eta} u(z) C(z) dz}{\int_{-d}^{\eta} C(z) dz} \quad (9)$$

e

$$v_{CV} = \frac{\int_{-d}^{\eta} v(z) C(z) dz}{\int_{-d}^{\eta} C(z) dz}. \quad (10)$$

Os processos de erosão e deposição de sedimentos não-coesivos, no módulo GAIA, são modelados conforme proposto por Wu (1967). No que a seguir se expõe é seguido de perto o manual do GAIA (OTM 2020).

A taxa de deposição de sedimentos não-coesivos, D , é calculada como

$$D = w_s C_{z_{ref}}, \quad (11)$$

onde w_s é a velocidade de sedimentação e $C_{z_{\text{ref}}}$ é a concentração do sedimento junto ao leito, calculada à cota $z_{\text{ref}} = z_b + a$, em que $z_b = -d$ é a cota do fundo, e a é a distância ao fundo da interface entre as regiões de transporte por arrastamento e de transporte em suspensão.

A concentração junto ao leito relaciona-se com a concentração média na coluna de água, admitindo uma distribuição de concentrações com um perfil de Rouse (Rouse 1937), de onde resulta que

$$C_{z_{\text{ref}}} = F C, \quad (12)$$

sendo F calculado pelo GAIA como¹

$$\frac{1}{F} = \begin{cases} \frac{1}{1-a} \left(\frac{a}{h}\right)^R \left(1 - \left(\frac{a}{h}\right)^{1-R}\right) & \text{se } R \neq 1 \\ -\frac{a}{h} \log\left(\frac{a}{h}\right) & \text{se } R = 1 \end{cases}, \quad (13)$$

onde R é o número de Rouse, definido como

$$R = \frac{w_s}{\kappa u_*}. \quad (14)$$

com $\kappa = 0.4$ a constante de von Karman e $u_* = \sqrt{\tau_b/\rho}$ a velocidade de atrito no fundo (sendo τ_b a tensão de corte no fundo).

A taxa de erosão de sedimentos não-coesivos, E , é calculada como

$$E = w_s C_{eq}, \quad (15)$$

onde C_{eq} é uma concentração de equilíbrio (ver Celik e Rodi 1988).

A concentração de equilíbrio é função do número de Shields, Θ , definido como (Wu 2007)

$$\Theta = \frac{\tau_b}{(\rho_s - \rho) g D_{50}}, \quad (16)$$

onde ρ_s é a massa volúmica dos sedimentos, e D_{50} é o diâmetro mediano das partículas sedimentares.

Neste trabalho, optou-se pela fórmula empírica de van Rijn para o cálculo da concentração de equilíbrio (Van Rijn 1984a):

$$C_{eq} = 0.015 D_{50} \frac{\left(\mu \frac{\Theta}{\Theta_c} - 1\right)^{3/2}}{a D_*^{0.3}}, \quad (17)$$

onde $a = 0.5 k_s$ (sendo k_s a rugosidade equivalente do fundo), Θ_c é o parâmetro crítico de Shields (calculado para $\tau_b = \tau_c$, sendo τ_c a tensão crítica para o início do movimento), μ é um fator de correção para a tensão de corte e D_* é um diâmetro adimensional das partículas definido como

¹ No manual do GAIA, na equação (13), em vez da distância ao fundo a , é utilizada a variável z_{ref} e uma variável não definida Z , o que não parece fazer sentido.

$$D_* = D_{50} \left[\frac{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) g}{\nu^2} \right]^{1/3}, \quad (18)$$

sendo ν a viscosidade cinemática da água.

Quando os módulos TELEMAC2D e GAIA são acoplados, a rugosidade equivalente do fundo, k_s , relaciona-se com o coeficiente de Strickler, K_s pela fórmula de Ramette (Ramette 1981):

$$k_s = 8.2 \frac{\sqrt{g}}{K_s^{1/6}}. \quad (19)$$

A tensão de corte no fundo é devida ao atrito superficial e a uma resistência de forma (*drag form*). Como apenas a tensão de atrito superficial atua sobre as partículas sedimentares, o fator de correção μ é definido como a razão entre um coeficiente de atrito devido apenas ao atrito superficial, C'_f , e o coeficiente de atrito total C_f , i.e.:

$$\mu = \frac{C'_f}{C_f}. \quad (20)$$

O coeficiente de atrito superficial é calculado como

$$C'_f = 2 \left[\frac{\kappa}{\log \left(12 \frac{h}{k'_s} \right)} \right]^2. \quad (21)$$

com $k'_s = \alpha_{k_s} D_{50}$, sendo α_{k_s} um coeficiente de calibração, que no GAIA, por defeito, é $\alpha_{k_s} = 3$.

A velocidade de sedimentação depende da dimensão das partículas sedimentares e é dada por:

$$w_s = \begin{cases} \frac{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) g D_{50}^2}{18 \nu} & \text{se } D_{50} \leq 10^{-4} \text{ m} \\ \frac{10 \nu}{D_{50}} \left(\sqrt{1 + 0.01 \frac{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) g D_{50}^3}{\nu^2}} - 1 \right) & \text{se } 10^{-4} \text{ m} \leq D_{50} \leq 10^{-3} \text{ m} \\ 1.1 \sqrt{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) g D_{50}} & \text{se } D_{50} \geq 10^{-3} \text{ m} \end{cases} \quad (22)$$

O número de Shields crítico, Θ_c , é função do diâmetro adimensional, D_* , sendo dado por

$$\Theta_c = \begin{cases} 0.24 D_*^{-1} & \text{se } D_* \leq 4 \\ 0.14 D_*^{-0.64} & \text{se } 4 < D_* \leq 10 \\ 0.04 D_*^{-0.10} & \text{se } 10 < D_* \leq 20 \\ 0.013 D_*^{0.29} & \text{se } 20 < D_* \leq 150 \\ 0.045 & \text{se } 150 < D_* \end{cases} \quad (23)$$

3.3.2. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR ARRASTAMENTO

As partículas sedimentares que são transportadas junto ao fundo do leito e cujo movimento não é afetado pela turbulência do escoamento, diz-se que são sedimentos transportados por arrastamento (*bedload transport*).

No módulo GAIA, o transporte por arrastamento é calculado através do vetor taxa de transporte de massa (seca) por unidade de largura, q_{mb} . Este fluxo de massa por unidade de largura relaciona-se com o fluxo volumétrico (seco) por unidade de largura, q_b , pela relação:

$$q_{mb} = \rho_s q_b . \quad (24)$$

O cálculo numérico do fluxo sedimentar em termos de massa seca minimiza o erro.

As fórmulas de cálculo do transporte por arrastamento são definidas em termos de um fluxo sedimentar adimensional, Φ_b , definido como (Einstein 1942):

$$\Phi_b = \frac{q_{mb}}{\rho_s \sqrt{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1\right) g D_{50}^3}} . \quad (25)$$

O módulo GAIA permite escolher a fórmula de cálculo do fluxo sedimentar adimensional. No presente trabalho, selecionou-se a fórmula de Van Rijn para esse efeito (Van Rijn 1984b):

$$\Phi_b = 0.053 D_*^{-0.3} \left(\frac{\Theta}{\Theta_c} - 1 \right)^{2.1} , \quad (26)$$

a qual é válida para $0.2 \text{ mm} \leq D_{50} \leq 2 \text{ mm}$.

3.3.3. EVOLUÇÃO DOS FUNDOS

No GAIA, a evolução dos fundos é modelada utilizando a equação de Exner (e.g. Paola e Voller 2005)

$$(1 - \lambda) \frac{\partial(\rho_s z_b)}{\partial t} + \nabla \cdot q_{mb} = 0 , \quad (27)$$

onde λ é a porosidade dos sedimentos.

4

CASO DE ESTUDO

4.1. CARACTERIZAÇÃO DO ESTUÁRIO DO RIO DOURO

4.1.1. DEFINIÇÃO DE ESTUÁRIO

Durante os últimos anos, foram feitas várias tentativas para estabelecer uma definição de estuário, suficientemente consensual e que abrangesse a variedade fisiológica destes sistemas. No entanto, este esforço tem-se revelado difícil.

Pritchard (1967) define um estuário como uma massa de água costeira, semifechada, com livre conexão com o mar aberto e cuja água marinha dilui com a água doce. Contudo, apesar desta definição ter por base uma grande parte das características dos estuários de climas temperados, próprios do hemisfério norte, falha por não ter em consideração algumas características dos sistemas estuarinos do hemisfério sul, nomeadamente estuários australianos (e.g. Hodgkin e Lenanton 1981; Roy et al. 2001) e africanos (e.g. Day 1980, 1981).

Em estudos realizados nos estuários do hemisfério sul, notou-se que, para certos períodos, alguns sistemas estuarinos começaram a separar-se do mar devido à formação de barras de areia provocada pela deposição sedimentar nas embocaduras estreitas. Estando estes estuários sujeitos a marés microtidais, a entrada de água é pequena, tornando-se assim, mais vulneráveis à hipersalinidade, em períodos secos, devido às altas taxas de evaporação. Em contraste, nas regiões do hemisfério norte, tipicamente macrotidais, os estuários notaram-se hipossalinos (Potter et al. 2010).

A Figura 7 representa uma variedade de fisiologias de estuários, com diferentes concentrações e distribuições de salinidades e para diferentes localizações: (a) estuário macrotidal, típico do hemisfério norte, com um gradiente de salinidade longitudinal; (b–e) estuários do sudoeste australiano, tipicamente constituídos por uma entrada curta e estreita seguida de uma bacia larga central até alcançar a junção com o rio.

Uma outra definição (Dionne 1963) define o estuário como uma entrada do mar que se estende até ao limite superior do alcance da maré no vale do rio. Um estuário poder-se-á dividir em três sectores: o estuário inferior, com livre conexão com o mar aberto; o estuário intermédio, onde ocorre uma forte mistura entre a água salgada e a doce; e o estuário superior, caracterizada pela água fresca, mas com

uma possível ação da maré (ver Figura 8). Esta definição é facilmente aplicável ao estuário do Douro, no entanto, não referencia os fatores biológicos.

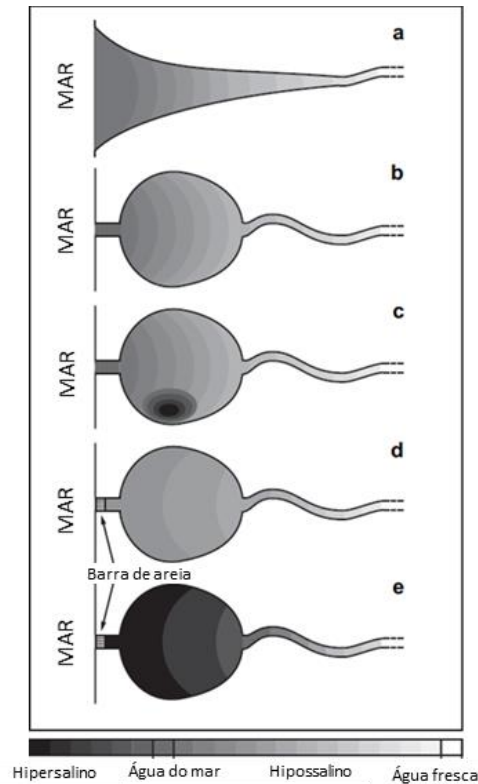


Figura 7: Fisiologia dos estuários, em termos de forma, nível de salinidade e tipo de abertura (fonte: Potter et al. 2010).

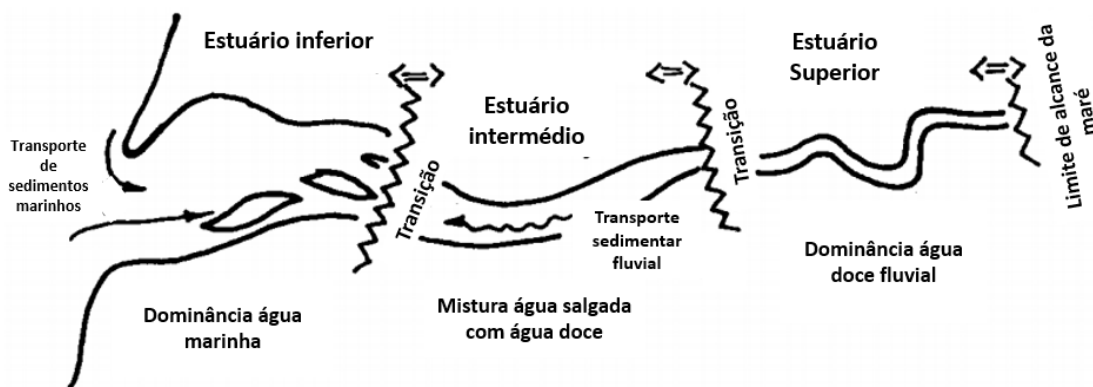


Figura 8: Caracterização de um estuário (fonte: Perillo 1995).

Finalmente, uma definição mais completa é dada por Perillo (1989) ao incluir factores biológicos. Aquele autor descreve que um estuário é um corpo de água costeiro, semifechado, que se estende até aos limites efetivos da influência da maré, e no qual, através de uma ligação ao mar ou a outro corpo costeiro de água salina, a água do mar entra, e coexiste com quantidades significativas de água doce,

resultante da drenagem terrestre. Esta água salobra conseguirá sustentar espécies biológicas euralianas² durante pelo menos parte da sua vida. Contudo, esta definição não possui qualquer tipo de referência relativa ao transporte sedimentar, fenómeno este importante, caracterizador do que é um estuário.

É muito difícil encontrar uma definição universal de estuário dado que estes apresentam uma grande variabilidade de característica. Assim, é mais fácil definir segundo fatores e critérios de acordo com as características do estuário em questão. Os critérios mais comuns dizem respeito à morfologia, salinidade, transporte sedimentar, biologia, hidrodinâmicos e ambientais (Silva 2000).

4.1.2. O ESTUÁRIO DO RIO DOURO

O rio Douro flui em direção ao oceano Atlântico, passando por um estuário estreito, com uma forma afunilada e altamente dinâmico. Tem um comprimento total de 21.6 km, uma área de 9.8 km² e encontra-se situado entre duas cidades: Porto e Vila Nova de Gaia. O seu limite superior é a barragem de Crestuma-Lever (ver Figura 9) (Iglesias et al. 2019b).

O estuário está dividido em três sectores: um estuário superior (km 21–9), onde a dragagem é necessária para manter as profundidades de navegação; estuário médio (km 9–3), naturalmente profundo (profundidade superior a 5 m), e estuário inferior (km 3–0), incluindo a restinga do Cabedelo e o banco externo que se forma na vazante, onde a dragagem também é necessária para permitir o acesso ao canal estuarino (Portela 2008).

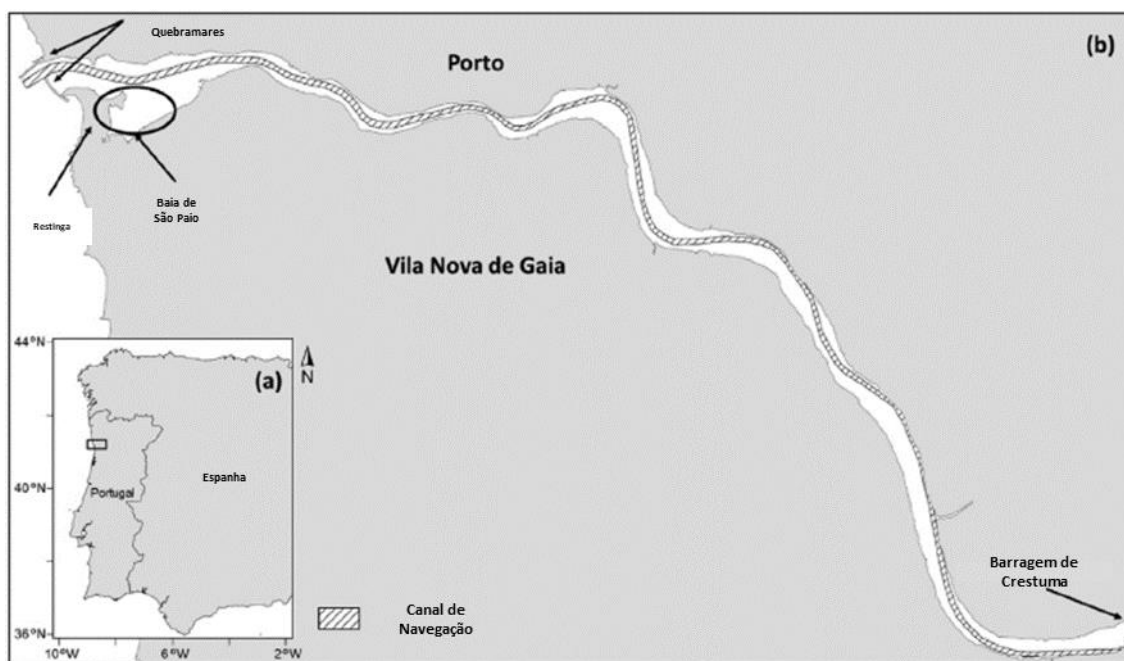


Figura 9: Localização do estuário do rio Douro (fonte: Iglesias et al. 2021).

O escoamento de água doce no estuário é controlado pela barragem de Crestuma-Lever, construída em 1985. O caudal fluvial descarregado em Crestuma pode variar dos 0 m³/s até valores superiores a 13 000 m³/s, tendo uma média anual ronda os 505 m³/s (Azevedo et al. 2010).

O regime sazonal de escoamento apresenta um comportamento normal para a sua latitude, com valores mínimos no verão e máximos no inverno, em relação à variabilidade da precipitação anual. Contudo,

² Euraliano é um ser vivo marinho capaz de suportar grandes variações de salinidade.

existe uma importante variabilidade inter-anual no fluxo de água doce, com grandes diferenças entre os anos secos e chuvosos (Alvarez et al. 2008).

O estuário tem uma largura média de 400 m, variando entre um mínimo de 135 m no centro ribeirinho do Porto (km 7-6) a um máximo de 1300 m perto da embocadura, a montante da restinga do Cabedelo (km 1). As profundidades (referidas ao ZH) encontram-se, geralmente, entre 0 e 10 m, mas poderá haver profundidades um pouco superiores aos 28 m que estão associadas a secções mais estreitas, a curvas exteriores, e antigos locais de extração de agregados (Portela 2002), nomeadamente na secção sob a ponte da Arrábida, próximo da margem direita do rio.

Antes da construção da barragem, a maré poderia ter um alcance até cerca de 35 km da embocadura. Os efeitos de marés e ondas no estuário são condicionados pela morfologia do estuário, particularmente pela presença da restinga de areia na embocadura do Douro, que limita a abertura para o mar (Bastos et al. 2012). As ondas e marés são altamente enérgicas nesta área. As ondas vêm principalmente da direcção noroeste e oeste, induzindo uma corrente de deriva de norte para sul que é invertida na embocadura do estuário. Esta situação é responsável pela presença de uma restinga de areia, que mostrava uma forte dinâmica sazonal (Bastos et al. 2012; Portela 2008).

4.1.2.1. Restinga do Cabedelo

As restingas são formas de relevo geológicas formadas e moldadas pelo transporte costeiro longitudinal de sedimentos. A sua morfologia depende das correntes, das ondas, do vento, da quantidade de sedimentos disponível, da amplitude da maré e das alterações induzidas pelo homem. As restingas são dinâmicas na sua posição e forma, migrando em resposta às flutuações eustáticas e revelando alterações a curto prazo relacionadas com eventos meteorológicos. São mais frequentes em águas costeiras pouco profundas, onde grandes volumes de areia estão disponíveis (Schwartz 1982).

No sentido de se melhorarem as condições de segurança das zonas ribeirinhas e de acesso à barra e impedir, ou até reverter, o processo erosivo (Consulmar 1995; Impacte 1996; Veloso-Gomes et al. 2009), foram projetados e construídos dois quebramares na foz do rio Douro. O quebramar norte tem como finalidade abrigar o canal de acesso e o estuário da agitação, que é proveniente praticamente apenas do quadrante noroeste (efeito de barreira física). As estruturas a sul têm como finalidades o reforço da restinga e limitar o assoreamento do canal, ao cortar o transporte de sedimentos da restinga para o canal (Veloso-Gomes et al. 2009).

Para além dos quebramares, outras obras de reforço da restinga foram anteriormente realizadas, com o intuito de amenizar os processos erosivos, proteger as margens e melhorar as condições do canal de navegação. A evolução da restinga ao longo do tempo está ilustrada na Figura 10.

Antes da construção do quebramar, o efeito dos caudais fluviais, do vento e das ondas provocava alterações na dinâmica da restinga, mas sem um padrão claro para cada secção (ver Figura 11). No entanto, para eventos extremos de descargas fluviais, a erosão era generalizada e para ventos e ondas extremas havia acreção nas secções de nordeste e sudoeste (com um aumento da área e do volume entre os níveis de 1 e 2 m ZH, respetivamente (Bastos et al. 2012).

A construção dos quebramares fez com que a restinga fixasse a sua posição, parecendo agora estar menos vulnerável a eventos extremos. A agitação marítima, o efeito do vento e os caudais descarregados parecem já não afetar a totalidade da restinga (ver Figura 12). No entanto, o sector sudeste parece estar mais vulnerável a estes fenómenos, alterando a dinâmica da zona da baía de São Paio. O formato em T com pequena extensão para norte parece não obstruir o canal de navegação, cumprindo o muro Luís Gomes de Carvalho o seu objetivo inicial (Bastos et al. 2012).



Figura 10: Evolução da restinga. Foto aérea em novembro de 2008, com os contornos de 1882 e 1950.

1: muro Luís Gomes de Carvalho construído em 1820; 2: Baía de São Paio; 3: quebramar norte; 4: quebramar sul; 5: acesso rodoviário (fonte: Bastos et al. 2012).

Ainda de acordo com Bastos et al. (2012), as restingas são muito sensíveis a determinadas descargas fluviais (e.g., Sakho et al. 2011) e a eventos de tempestade extrema (e.g., Liu et al. 2010; Suursaar et al. 2008). De facto, antes da construção dos molhes, para caudais superiores a $10\,000\text{ m}^3/\text{s}$ verificava-se a rotura ou destruição parcial da restinga. No entanto, após a construção, a restinga alterou a sua dinâmica tornando-se mais robusta e compacta, desconhecendo-se o seu comportamento futuro perante cheias históricas. Na cheia de janeiro de 2006, em que foi atingido o caudal de ponta de $10\,000\text{ m}^3/\text{s}$, não foi registada a rotura ou a destruição parcial da restinga.

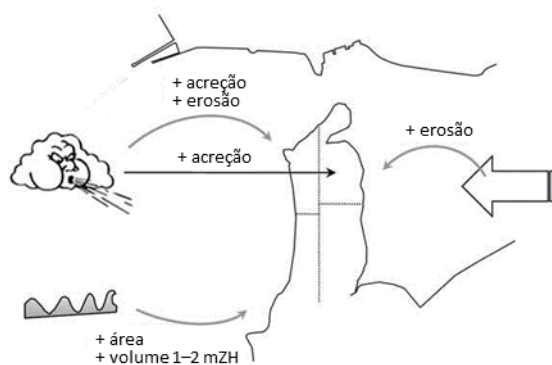


Figura 11: Efeito da descarga fluvial, do vento e ondas nas quatro secções da restinga, antes da construção dos quebramares (fonte: Bastos et al. 2012).

De acordo com simulações realizadas por Iglesias et al. (2018), chegou-se à conclusão de que a nova configuração dos quebramares e o consequente reforço da restinga irão contribuir para o aumento dos níveis de água, dentro da área estuarina, durante um evento de cheia extrema. Um mesmo evento levará agora a velocidades de escoamento mais elevadas, devido à diminuição da área da secção transversal do fluxo. Esta condição estende-se até cerca de 1 km a montante, levando a um maior impacto nas margens do estuário. Para cheias históricas (e.g. Janeiro de 1962, fevereiro de 1966, fevereiro de 1979, janeiro de 1996 e janeiro de 2001) a elevação da superfície livre poderá atingir os 6 a 10 m acima do nível médio do mar, provocando inundações nas margens do rio.

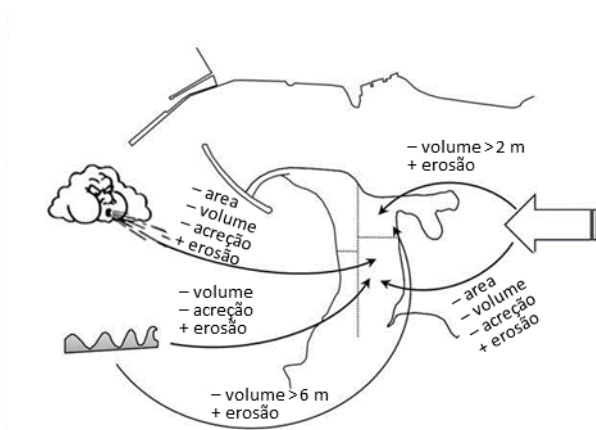


Figura 12: Efeito da descarga fluvial (seta), do vento e ondas nas quatro secções da restinga (setas pretas), depois da construção dos quebramares (fonte: Bastos et al. 2012).

4.1.2.2. Marés e dinâmica sedimentar

As marés são constituídas por duas componentes: a maré astronómica, devida ao movimento relativo do Sol, Lua e Terra, e a maré meteorológica, causada pela variação das pressões atmosféricas, efeitos locais de ventos, etc.

Quinzenalmente há uma alternância entre maré viva e maré morta, sendo as posições entre Sol e a Lua os responsáveis por esta variação. Quando o Sol e a Lua estão em conjunção ou oposição, as ações somam-se e formam as marés vivas. Quando os astros estão em quadratura, as suas ações são perpendiculares e há uma compensação formando-se as marés mortas. As marés vivas caracterizam-se pela mobilização de um maior volume de água, logo a amplitude de maré é máxima. Nas marés mortas o ocorre o oposto e a amplitude de maré é mínima.

O período de uma maré semidiurna é de 12.4 h (meio-dia lunar), ou seja, em cada dia lunar ocorrem, duas preia-mares e duas baixa-mares.

As alturas médias das marés na boca do estuário (km 1) são de 3.3 m e 2.6 m em preia e baixa-mar, respetivamente, em marés vivas e 1.3 m e 0.7 m em preia e baixa-mar, respetivamente, em marés mortas (Portela 2008). Estes intervalos de alturas de marés confirmam a afirmação de Vieira e Bordalo (2000), ao dizer que o estuário do rio Douro é mesotidal, pois tem uma variação de amplitude de maré entre os 2 e 4 m.

Os caudais e as marés influenciam muito a dinâmica sedimentar (i.e. a morfodinâmica) de um estuário.

A maré permite a entrada de sedimentos por arrastamento, através da cunha salina, e por suspensão através ressuspensão dos sedimentos da entrada do estuário (apresentando valores superiores em maré viva). Portela (2008), afirma que o transporte sedimentar no Douro é essencialmente dominado por processos fluviais.

4.1.2.3. Salinidade e dinâmica sedimentar

Em estuários parcialmente mistos, a diferença de densidades entra a água do mar e a do rio produz um fluxo no fundo para montante, e um fluxo na superfície para jusante. Esta divergência de fluxos provoca turbidez na água. O fluxo inferior da maré quando converge cria um ponto nulo de turbulência na cabeça da cunha salina (ver Figura 13).

Os sedimentos em suspensão são transportados pelo rio para o estuário e a mistura energética da maré aumenta a ressuspensão do sedimento, acabando por transferi-los entre a superfície e as camadas inferiores (Kostaschuk e Luternauer 1989).

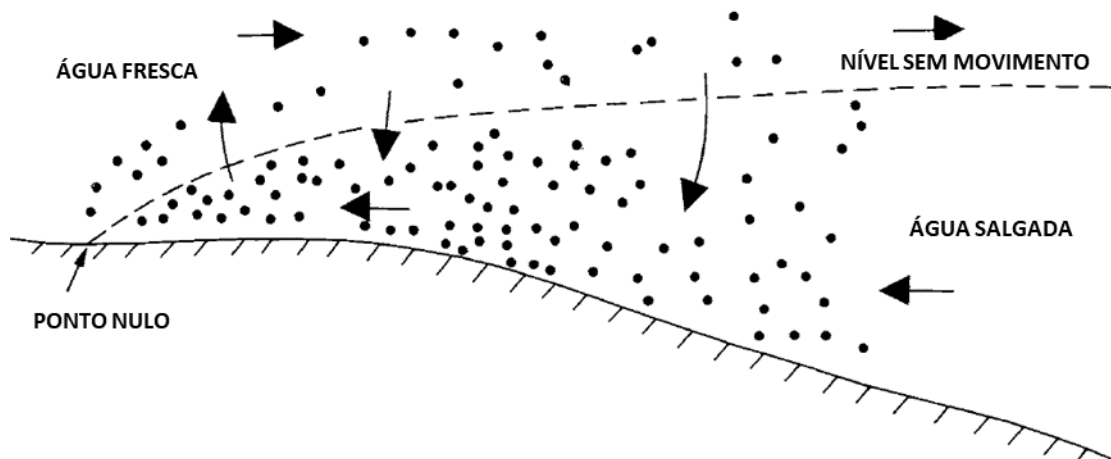


Figura 13: Diagrama a representar a formação da cunha salina num estuário (fonte: Dyer 1995).

Vieira e Bordalo (2000) chegaram à conclusão de que o estuário do Douro é considerado um estuário de cunha salina (i.e. estratificado) para baixos caudais fluviais (inferiores a 800 m³/s).

Também de acordo com Vieira e Bordalo (2000), para descargas muito elevadas o estuário é constituído apenas por água doce, sendo a água do mar totalmente expelida, mesmo no fluxo de enchente da maré viva. Para caudais intermédios, a cunha salina desenvolve-se num comprimento pequeno e ocorre uma mistura vertical da água doce com a água salgada na zona intermédia do estuário. Por fim, para pequenos caudais fluviais, o desenvolvimento da cunha salina poderá estender-se até ao estuário superior, chegando, em alguns casos, até cerca de 2/3 da extensão. Aí, a cunha salina permite um maior transporte sedimentar através da turbulência da enchente de maré, onde as correntes são capazes de erodir e manter os sedimentos em suspensão. Contrariamente, para o fluxo de vazante o pico de correntes diminui e é menor a capacidade de transporte, por isso é também menor a possibilidade de re-erosão e suspensão sedimentar.

4.1.3. IMPACTOS ANTROPOGÉNICOS NO ESTUÁRIO DO RIO DOURO

De acordo com a European Comissão (2011), as atividades humanas nas zonas costeiras e estuarinas incluem: navegação, dragagem, extração de areia e agregados, pesca, aquicultura, indústria (de extração de petróleo e gás e a construção de parques eólicos), drenagem de águas residuais, construção de barragens (por exemplo, para produção hidroelétrica e captação de água), obras de segurança (incluindo defesas marítimas e a proteção contra as inundações), recreação (como a observação de aves e caça), urbanização, proteção de cabos, canalizações e túneis, atividades militares e atividades de investigação. Todas estas atividades, consideradas individualmente ou em conjunto, podem comprometer a conservação da natureza dos estuários e zonas costeiras.

No caso do estuário do Douro, os principais impactos das atividades humanas são causados pelas dragagens e suas manutenções, pela construção de barragens e obras de segurança (dois molhes na foz) e pela crescente urbanização localizada nas margens do rio e na zona costeira.

4.1.3.1. Dragagens

A abertura de um canal de navegação influenciou a dinâmica do rio Douro e do seu estuário nos últimos 20 anos. A via navegável interior, com 200 km de extensão, foi criada por uma série de cinco barragens, sendo a mais a jusante, a Barragem de Crestuma-Lever, concluída em 1985. Para haver um canal navegável entre Crestuma e o mar, o estuário foi dragado ao longo de 21 km, durante o período de 1982 a 1986 (Portela 2002). Desde 1987, a dragagem de manutenção tem sido realizada na zona baixa e alta do estuário (Portela 2008).

As dragagens de estabelecimento e de manutenção, assim como o depósito do material dragado, são fatores que afetam o equilíbrio do regime de escoamento, transporte sedimentar e ecossistemas estuarinos (European Commission 2011). A dragagem de manutenção é uma atividade periódica ou contínua, necessária para a preservação da profundidade de navegação de um estuário ou costa. A dragagem de estabelecimento é a primeira dragagem realizada para definir o canal de navegação.

Os desequilíbrios causados pelas dragagens, são consequências da:

- intrusão de água do mar numa maior extensão devido ao aprofundamento do estuário;
- intensificação da ação das ondas nas margens ou a alteração da amplitude das marés e correntes marítimas;
- alteração da carga de sedimentos em suspensão, assim como dos processos de sedimentação.

Segundo Portela (2002), as necessidades de dragagem dependem do caudal do rio que, por sua vez, varia acentuadamente de ano para ano. Na boca do estuário, algumas inundações contribuem para a manutenção do canal de navegação. Por exemplo, em 1990 não foi preciso fazer nenhuma dragagem, uma vez que o rio, em 1989, excedeu um caudal de 10 000 m³/s. Pelo contrário, no estuário superior, as cheias parecem ser prejudiciais para a manutenção do canal.

O transporte sedimentar é, também, um dos principais processos que contribuem para o restabelecimento das praias e, conseqüentemente, para a proteção costeira. No entanto, com exceção de algumas operações de alimentação de praias em pequena escala, a maior parte do material dragado no estuário superior foi removido do sistema (Portela 2002). Na foz do estuário, apenas cerca de 10% do material dragado antes de 1998 foi utilizado para alimentação das praias costeiras (Dias e Coutinho 1998). Sendo o material sedimentar cada vez mais escasso e continuando este a ser retirado do sistema estuarino, maior vai ser o perigo para as populações envolventes devido à conseqüente diminuição da alimentação das praias.

4.1.3.2. Barragens

Os sistemas de barragens, apesar de apresentarem vantagens económicas e sustentáveis, representam uma barreira física que impede o regime natural do escoamento (i.e. o regime hidrodinâmico). Para além disso, nas últimas décadas, tal como a extração sedimentar e a navegação intensa no canal do Douro, a retenção sedimentar nas albufeiras tem sido um dos fatores que contribui para a alteração da dinâmica sedimentar na bacia do Douro (APA 2016). De facto, Rocha e Alves (2002) confirmam que uma redução no fornecimento de sedimentos ao estuário pode ter ocorrido desde os anos 50 do século XX, como resultado da construção de barragens (ca. 60 barragens) e da extração de areia e cascalho.

A nível hidrodinâmico, o efeito regularizador das barragens e as captações de água para abastecimento (populações, agricultura e indústrias) promovem um desequilíbrio do escoamento (APA 2016). Esse desequilíbrio pode ser provocado pela diminuição do caudal de ponta de cheia, pela concentração de caudais turbinados em determinados períodos do dia e pela redução do escoamento em troços de rios devido a circuitos hidroelétricos de derivação.

A nível morfodinâmico, a retenção de material sólido afluyente nas barragens, contribui, em parte, para a diminuição do caudal sólido efluente (APA 2014). De facto, segundo Magalhães (2001), estima-se que o fornecimento costeiro de sedimentos grosseiros do rio Douro diminuiu de $1.6 \times 10^6 - 1.8 \times 10^6$ m³/ano no regime natural (antes dos anos 50) para $0.25 \times 10^6 - 0.3 \times 10^6$ m³/ano após a conclusão da Barragem de Crestuma. Estas estimativas têm sido aceites, pois podem explicar a erosão costeira a sul do estuário do rio Douro. No entanto, não são fundadas em provas directas.

4.1.3.3. Urbanização

Tal como as barragens e dragagens, a crescente urbanização nas margens dos rios tende a influenciar, cada vez mais, de forma negativa, o regime de escoamento líquido e sólido e, consequentemente, os ecossistemas aquáticos.

A impermeabilização dos solos causada pela construção urbana é um dos motivos de alteração no regime de escoamento líquido. Esta alteração tende a reduzir os tempos de concentração e aumentar os caudais de cheia. A maior parte das águas são conduzidas para uma rede de coletores de águas pluviais, sendo descarregadas de volta ao meio recetor a um ritmo diferente do natural, modificando por isso o regime de escoamento natural.

Outros impactos antropogénicos, tais como a utilização de técnicas agrícolas inadequadas e a desflorestação, podem contribuir, em algumas secções, para o agravamento dos assoreamentos e erosão das rochas e solos nos rios. Como consequência, poderá ocorrer a diminuição da profundidade do leito e das albufeiras. Por isso, para pequenos caudais, poderá causar a redução do escoamento, e, para grandes caudais, inundações devido ao estrangulamento da secção do rio (APA 2016).

As alterações biológicas estão associadas ao aumento da concentração de poluentes, devido à diminuição do caudal e às assimetrias intra-anuais no escoamento. Como resultado, os ecossistemas aquáticos (habitats e espécies) ficam comprometidos (APA 2016).

Tal como referido anteriormente, a escassez sedimentar no estuário do rio Douro tem crescido ao longo das últimas décadas. Sendo os rios grandes fornecedores sedimentares para o reabastecimento das praias, a proteção costeira tem sido progressivamente afetada.

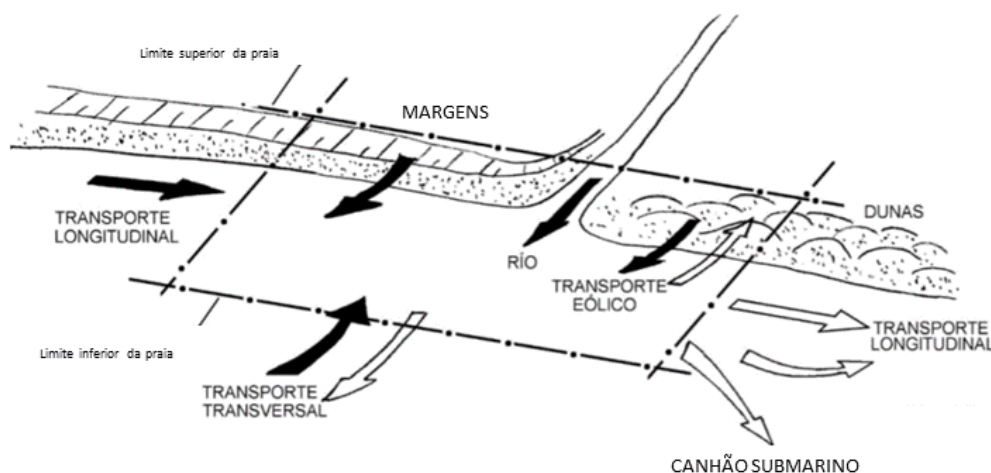


Figura 14: Transporte sedimentar costeiro (fonte: Sánchez 2020).

O transporte sedimentar longitudinal ao longo da costa é o maior responsável pelo restabelecimento das praias, em comparação com o transporte transversal e eólico (ver Figura 14). Com a escassez de sedimentos provenientes dos rios, menor é a quantidade de sedimentos disponível para o transporte longitudinal, menor é a quantidade de sedimentos para reabastecer as praias e maior a erosão. Desta forma, maior a vulnerabilidade das populações às ameaças das alterações climáticas (subida do nível do mar, tempestades severas, ciclones, etc.).

4.2. DOMÍNIO COMPUTACIONAL

O domínio computacional cobre todo o estuário do Douro, desde a barragem de Crestuma-Lever até à foz, e inclui a zona costeira até a uma distância de cerca de 10 km a oeste da restinga, numa extensão total de cerca de 25 km na direção Oeste–Este. Na direção Sul–Norte a extensão máxima do domínio de cálculo é de 15 km, incluindo a embocadura do Douro e o Porto de Leixões (ver Figura 15).

Foi utilizada uma malha não estruturada de elementos finitos triangulares, com uma configuração 2DH. As coordenadas horizontais encontram-se no sistema PT-TM06/ETRS89, e a coordenada vertical está referida ao nível médio do mar (NNM) padrão do país, o qual se situa 2.00 m acima do zero hidrográfico (ZH). O limite oeste da malha encontra-se na coordenada $x = -50\,000$ m, o limite sul na coordenada $y = 155\,000$ m e o limite norte na coordenada $y = 170\,000$ m. O limite leste coincide com a barragem de Crestuma para $x = -29\,689$ m.

A batimetria está ilustrada nas Figuras 16 e 17. Os dados batimétricos do estuário foram obtidos a partir de dois levantamentos, um de 2015 e outro de 2009, realizados pelo Instituto Hidrográfico (IH). A batimetria da zona costeira foi extraída do modelo batimétrico do Douro do IH (IH 2016), com uma resolução de $30\text{ m} \times 30\text{ m}$, e da base de dados GEBCO, com uma resolução de $30'' \times 30''$ (Becker et al. 2009). Quando necessário, o fuso horário utilizado é o Tempo Universal Coordenado (UTC). Corresponde à hora legal de inverno em Portugal Continental. A hora legal de verão em Portugal Continental é UTC+1.

A topografia da restinga do Cabedelo foi obtida a partir de um levantamento topográfico de 2015 realizado pelo CIIMAR-UPorto.

Os dois quebra-mares norte da foz do Douro foram incluídos na malha como uma fronteira sólida impermeável. O quebra-mar sul foi considerado galgável e incluído como parte da batimetria, com o coroamento à cota de + 4 m (NNM).

O relevo das margens do rio Douro foi incluído no modelo, a partir das cartas digitais dos concelhos do Porto, Vila Nova de Gaia e Gondomar, disponibilizadas pela Câmara Municipal de Vila Nova de Gaia. O levantamento topográfico de Vila Nova de Gaia está datado de 2012. Os levantamentos topográficos do Porto e de Gondomar não se encontram datados.

A malha computacional tem um total de 131 008 elementos triangulares e 66 528 nós. A resolução mínima é de cerca de 250 m na zona oceânica e a resolução máxima é de cerca de 15 m na zona da restinga. Um pormenor da malha na zona dos quebra-mares está ilustrado na Figura 18.

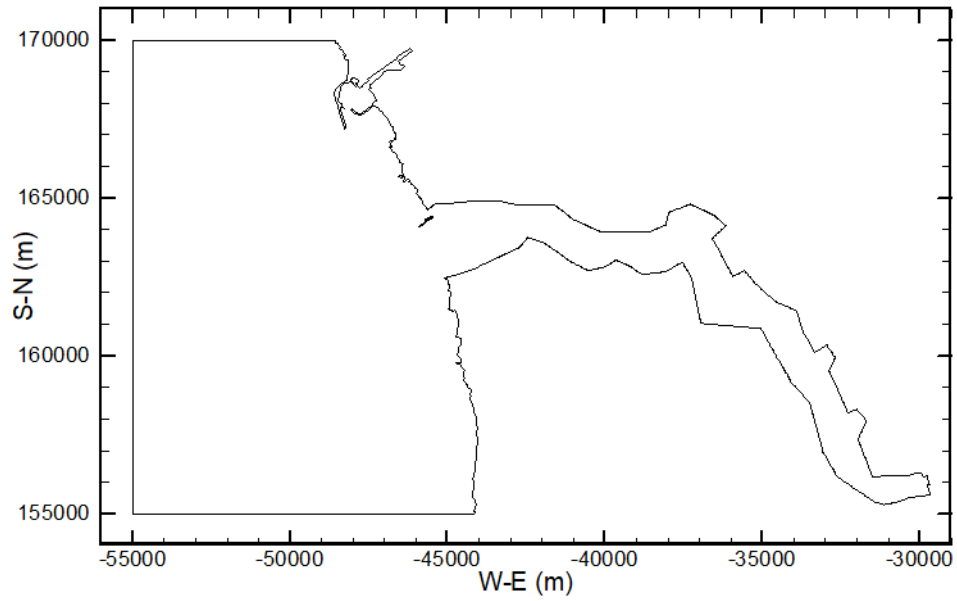


Figura 15: Limites do domínio computacional.

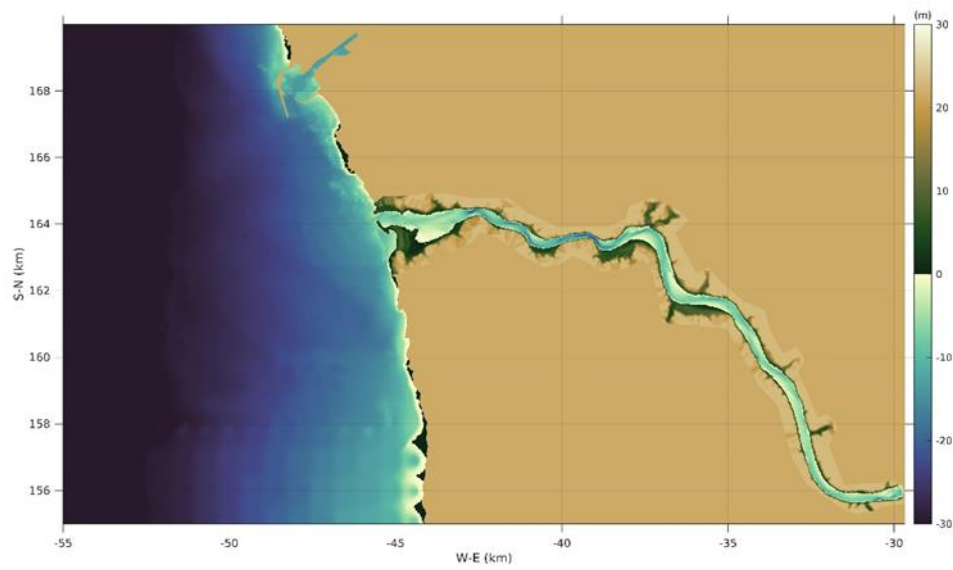


Figura 16: Batimetria.

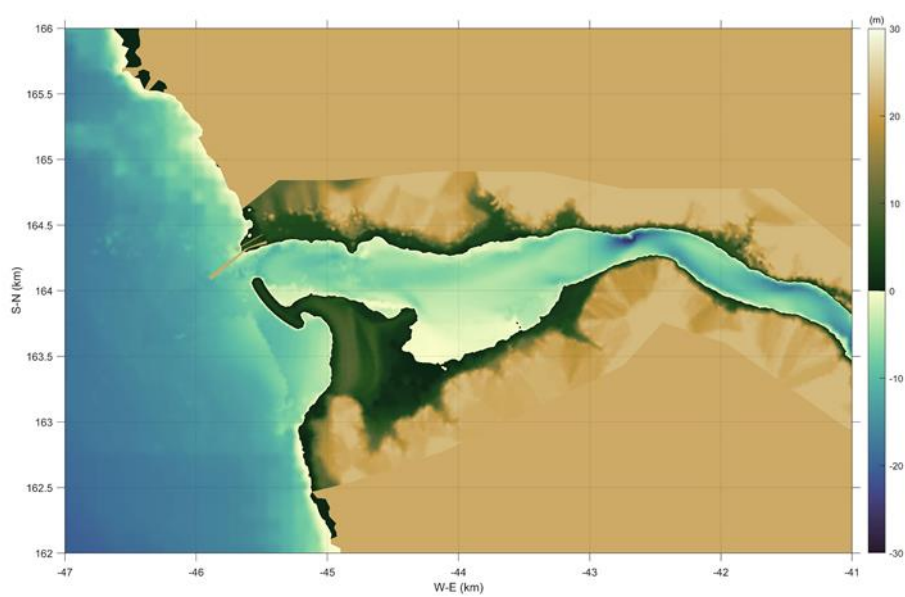


Figura 17: Pormenor da batimetria na boca do estuário.

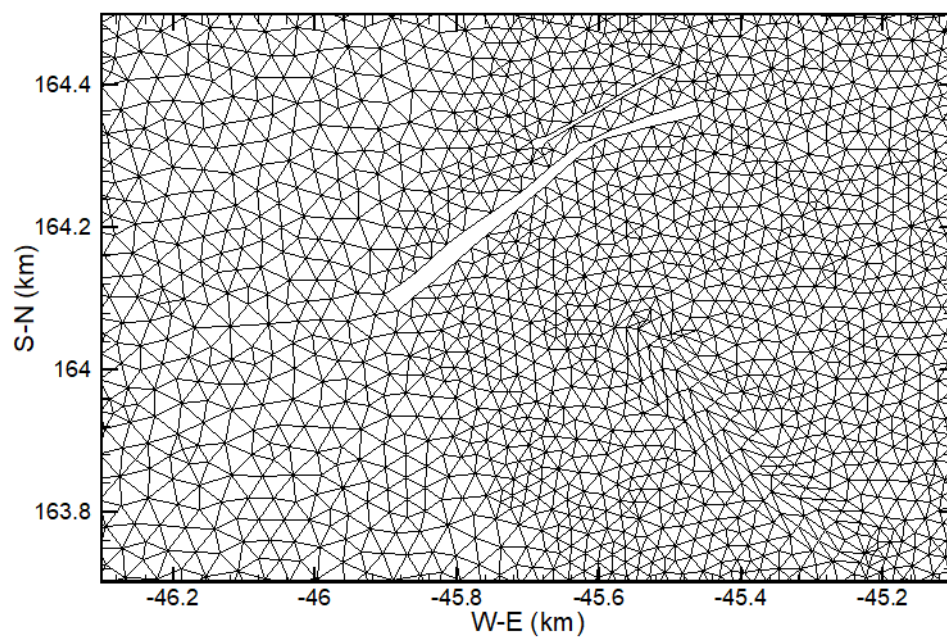


Figura 18: Malha computacional na zona dos quebramares.

4.3. PARAMETRIZAÇÃO E CALIBRAÇÃO DO MODELO

Foi considerado um coeficiente de viscosidade turbulenta constante, com $\nu_t = 1.0 \text{ m}^2/\text{s}$. O coeficiente de difusão da salinidade e da temperatura foram também considerados constantes, com $\nu_T = 1.0 \text{ m}^2/\text{s}$. O coeficiente de Coriolis tomou o valor $f = 9.59 \times 10^5 \text{ rad/s}$, para a velocidade de rotação da Terra $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$ e para a latitude local média $\lambda = 41.14^\circ \text{ N}$.

Para garantir a estabilidade e convergência da solução numérica é necessário que o número de Courant, Cr , definido como

$$Cr = (|u| + \sqrt{g h}) \frac{\Delta t}{\Delta x} + (|v| + \sqrt{g h}) \frac{\Delta t}{\Delta y}, \quad (28)$$

onde Δt é o passo de tempo da integração numérica, e Δx e Δy são as dimensões características de cada elemento finito nas direções OX e OY , respetivamente, seja inferior à unidade em todo o domínio durante toda a simulação — condição de Courant-Friedrichs-Lewy, (Courant et al. 1928). Dada a heterogeneidade da malha computacional e a heterogeneidade das simulações a efetuar, foi decidido usar um passo de tempo relativamente pequeno, $\Delta t = 6 \text{ s}$.

Na fronteira de montante, fronteira fluvial na barragem de Crestuma-Lever, foi imposto um nível de salinidade nulo, $S = 0 \text{ kg/m}^3$, e uma temperatura da água $T = 8^\circ \text{C}$. Na fronteira de jusante, fronteira oceânica, e também como condição inicial em todo o domínio computacional, foi imposta uma salinidade $S = 35.8 \text{ kg/m}^3$ e uma temperatura da água $T = 17^\circ \text{C}$ (Azevedo et al. 2006; deCastro et al. 2008; Pinto 2007).

O coeficiente de atrito de Strickler, K_S , foi utilizado como parâmetro de calibração do modelo. A calibração foi realizada recorrendo aos dados de uma campanha hidromorfológica, realizada no âmbito do projeto ECOIS (ECOIS 2008) no período entre 16 de maio de 2006 e 17 de janeiro de 2007. O estuário do Douro apresenta uma grande variabilidade na distribuição granulométrica do leito, desde Crestuma até ao mar. Em Crestuma, encontram-se os sedimentos de maior dimensão de todo o estuário, enquanto para jusante os sedimentos variam de areias finas a grosseiras de uma forma heterogénea. Uma calibração ideal teria em consideração esta heterogeneidade, admitindo uma distribuição espacial do coeficiente de Strickler ao longo do estuário. Tal tarefa não foi possível no âmbito deste trabalho, tendo-se admitido a constância espacial daquele parâmetro. No entanto, estudos anteriores (Iglesias et al. 2019b), efetuados para a geometria pré-construção dos quebra-mares do Douro, indicam que o coeficiente de atrito varia com o caudal fluvial. Nestas condições, foram selecionados dois períodos para calibração: situação de verão (caudal médio de $41 \text{ m}^3/\text{s}$, com um caudal máximo de $341 \text{ m}^3/\text{s}$), das 00h00 UTC de 16/Ago/2006 às 00h00 UTC de 19/Ago/2006; situação de inverno (caudal médio de $4645 \text{ m}^3/\text{s}$, com um caudal máximo de $9427 \text{ m}^3/\text{s}$), das 00h00 UTC de 24/Nov/2006 às 00h00 UTC de 27/Nov/2006 (ver Figuras 20 e 21). As séries temporais horárias de caudais fluviais foram disponibilizadas pela Energias de Portugal (EDP). Para os mesmos períodos, foi utilizada uma série temporal para o nível da maré, produzida pelo modelo global de maré TPXO.2 (Egbert and Bennett 1994), para um ponto na fronteira oeste do domínio computacional (ver Figuras 22 e 23). O nível médio do mar local (NMML), no ano de 2006, foi assumido estar 0.16 m acima do NMM padrão (cf. Reis 2005).

O nível de água foi medido em quatro estações designadas como marégrafos: Cantareira (M1), Cais dos Banhos (M2), Freixo (M3) e Crestuma (M4) cujas posições estão referenciadas na Figura 19 e na Tabela 3.

Tabela 3: Coordenadas dos marégrafos.

	M1	M2	M3	M4
x (m)	-44 813	-40 612	-37 324	-30150
y (m)	+164 276	+163 394	+163 870	+155 702

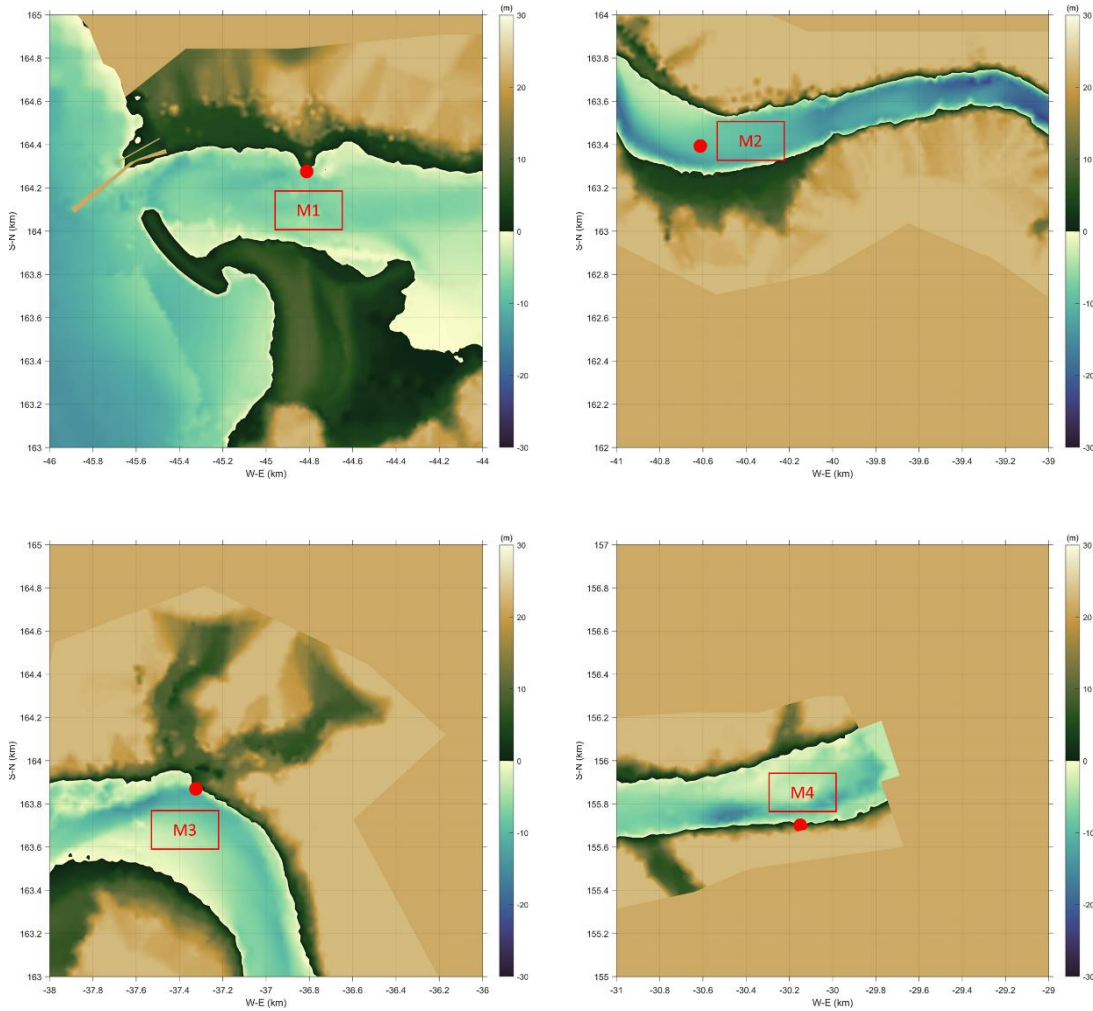


Figura 19: Localização dos marégrafos.

Para quantificação dos desvios entre as observações e os valores simulados pelo modelo recorreu-se às seguintes métricas:

- RMSE — Raiz quadrada do resíduo quadrático médio (*Root Mean Square Error*)

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\eta_i^* - \eta_i^o)^2}{N}}; \quad (29)$$

- Bias — Enviesamento

$$\text{Bias} = \frac{\sum_{i=1}^N (\eta_i^* - \eta_i^o)}{N}; \quad (30)$$

- MAE — Erro médio absoluto (*Mean Absolute Error*)

$$\text{MAE} = \frac{\sum_{i=1}^N |\eta_i^* - \eta_i^o|}{N}; \quad (31)$$

- CORR — Coeficiente de correlação de Pearson

$$\text{CORR} = \frac{\text{cov}(\eta^*, \eta^o)}{\sqrt{\text{var}(\eta^*) \cdot \text{var}(\eta^o)}}. \quad (32)$$

Nas definições acima, N é o número de observações, η^* é a elevação da superfície livre calculada pelo modelo, e η^o é a elevação da superfície livre observada. Os resultados da calibração serão tanto melhores quanto menores, i.e., mais próximos de zero, forem os valores do RMSE, do Bias e do MAE, e quanto mais próximo da unidade estiver o coeficiente de correlação.

4.3.1. CALIBRAÇÃO PARA SITUAÇÃO DE VERÃO

Para a situação de verão, com caudais inferiores a 1000 m³/s, foi simulado o período das 00h00 UTC de 16/Ago/2006 às 00h00 UTC de 19/Ago/2006 (caudal médio de 41 m³/s, com um caudal máximo de 341 m³/s). Foram ensaiados quatro valores para o coeficiente de Strickler, 25 m^{1/3}/s, 30 m^{1/3}/s, 33 m^{1/3}/s e 40 m^{1/3}/s. As séries temporais calculadas revelaram-se todas muito semelhantes. Também as métricas, calculadas para cada um dos casos, se revelaram não serem discriminantes, sendo a diferença máxima entre elas de 0.08 m. Nestas condições, adotou-se o valor de $K_S = 30 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$, sugerido em Iglesias et al. (2019b). Na Figura 24, são comparados os valores observados e as séries temporais calculadas pelo modelo. As métricas encontram-se na Tabela 4.

4.3.2. CALIBRAÇÃO PARA O PERÍODO DE INVERNO

Para situação de inverno, com caudais superiores a 1000 m³/s, foi simulado o período das 00h00 UTC de 24/Nov/2006 às 00h00 UTC de 27/Nov/2006 (caudal médio de 4645 m³/s, com um caudal máximo de 9427 m³/s). Foram ensaiados três valores do coeficiente de Strickler, e os valores obtidos para as métricas estão registados na Tabela 5. Não foi utilizado o registo do marégrafo M1, Cantareira, por apresentar valores anómalos. Na Figura 25, são comparados os valores observados e as séries temporais calculadas pelo modelo.

Da análise das métricas (cf. Tabela 5), verifica-se que o coeficiente de correlação de Pearson é muito elevado para todos os marégrafos, não sendo, portanto, discriminante. Quanto às restantes métricas, nos marégrafos M3 e M4, os melhores resultados são obtidos para $K_S = 40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$. No marégrafo M2, Cais dos Banhos, os melhores resultados são obtidos para $K_S = 45 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$, exceto para o enviesamento que é menor para $K_S = 40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$. Os piores resultados foram obtidos para $K_S = 33 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ no marégrafo M2, e para $K_S = 45 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ nos marégrafos M3 e M4. Nestas condições selecionou-se o coeficiente $K_S = 40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ para caudais superiores a 1000 m³/s.

Tabela 4: Métricas da calibração para a situação de verão.

	K_S (m ^{1/3} /s)	RMSE (m)	Bias (m)	MAE (m)	CORR
M1	30	0.16	-0.12	0.13	0.99
M2	30	0.11	-0.05	0.09	0.99
M3	30	0.11	-0.06	0.09	0.99
M4	30	0.14	-0.04	0.12	0.98

Tabela 5: Métricas da calibração para a situação de inverno.

	K_S ($\text{m}^{1/3}/\text{s}$)	RMSE (m)	Bias (m)	MAE (m)	CORR
M2	33	0.50	+0.22	0.41	0.98
	40	0.36	+0.02	0.32	0.98
	45	0.33	-0.08	0.29	0.98
M3	33	0.43	+0.11	0.37	0.98
	40	0.39	-0.15	0.31	0.98
	45	0.45	-0.28	0.36	0.98
M4	33	0.58	+0.36	0.45	0.99
	40	0.48	-0.11	0.37	0.99
	45	0.63	-0.35	0.48	0.99

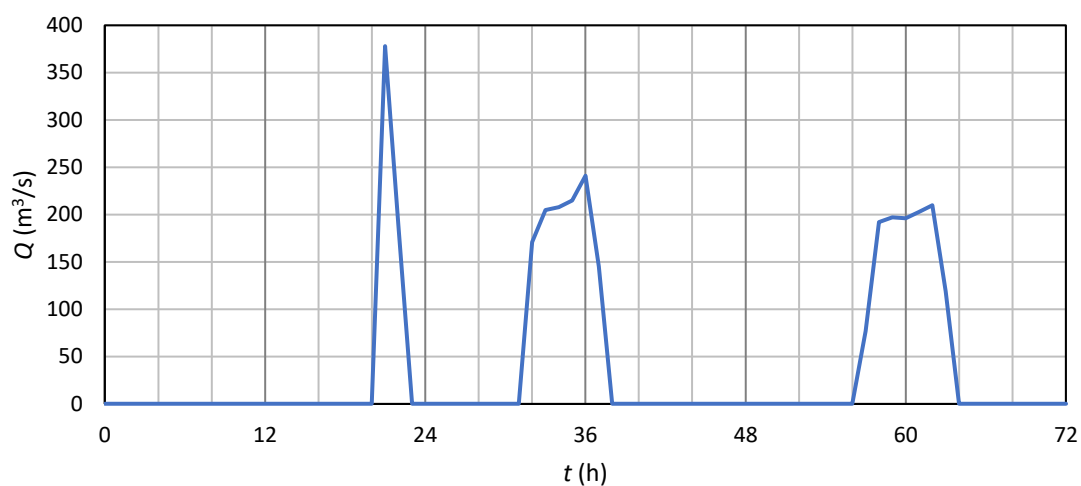


Figura 20: Caudal fluvial. Tempo referido às 00h00 UTC do dia 16/Ago/2006.

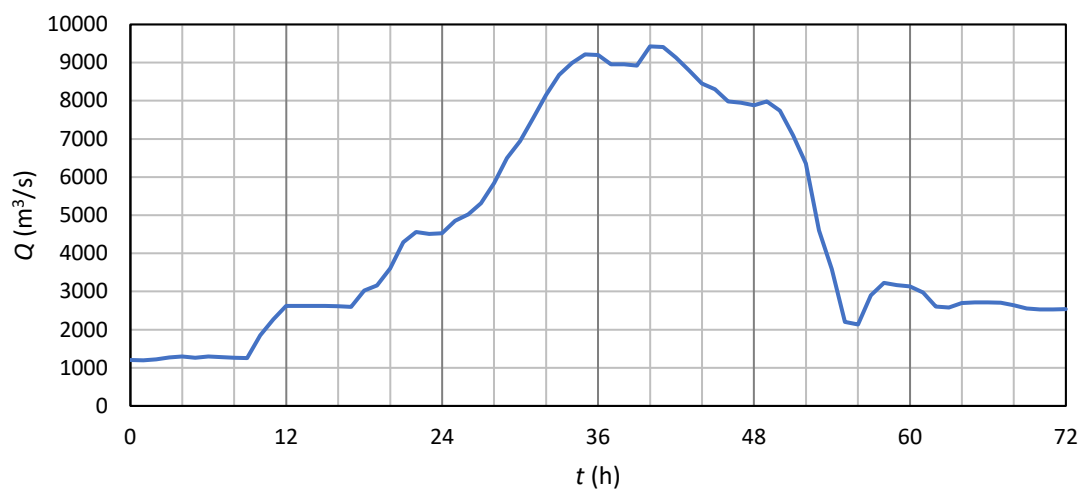


Figura 21: Caudal fluvial. Tempo referido às 00h00 UTC do dia 24/Nov/2006.

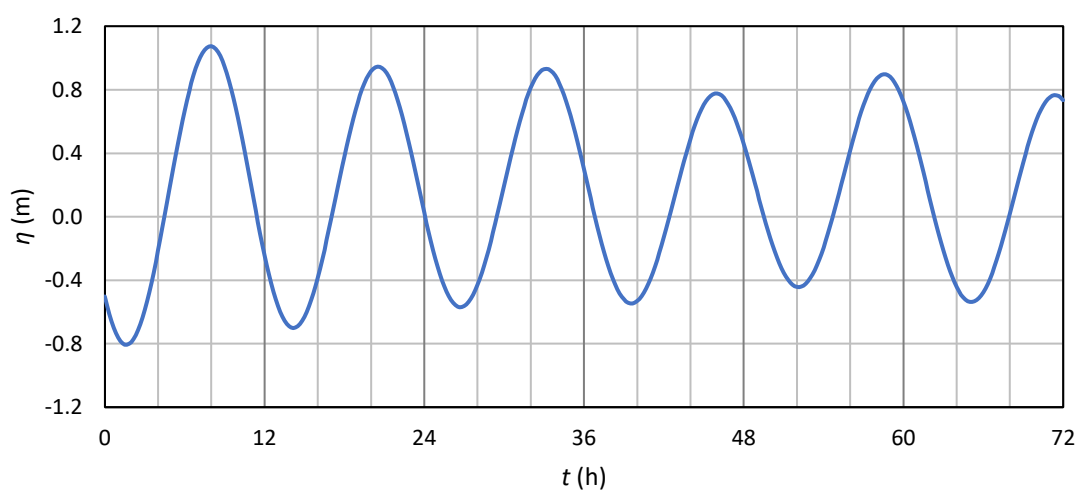


Figura 22: Nível da maré na fronteira oceânica, referido ao NMM. Tempo referido às 00h00 UTC do dia 16/Ago/2006.

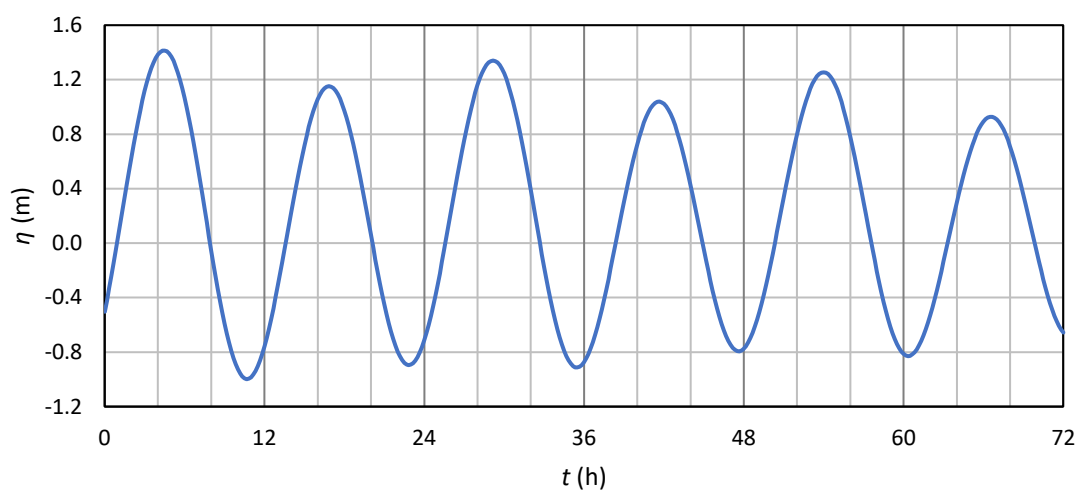


Figura 23: Nível da maré na fronteira oceânica, referido ao NMM. Tempo referido às 00h00 UTC do dia 24/Nov/2006.

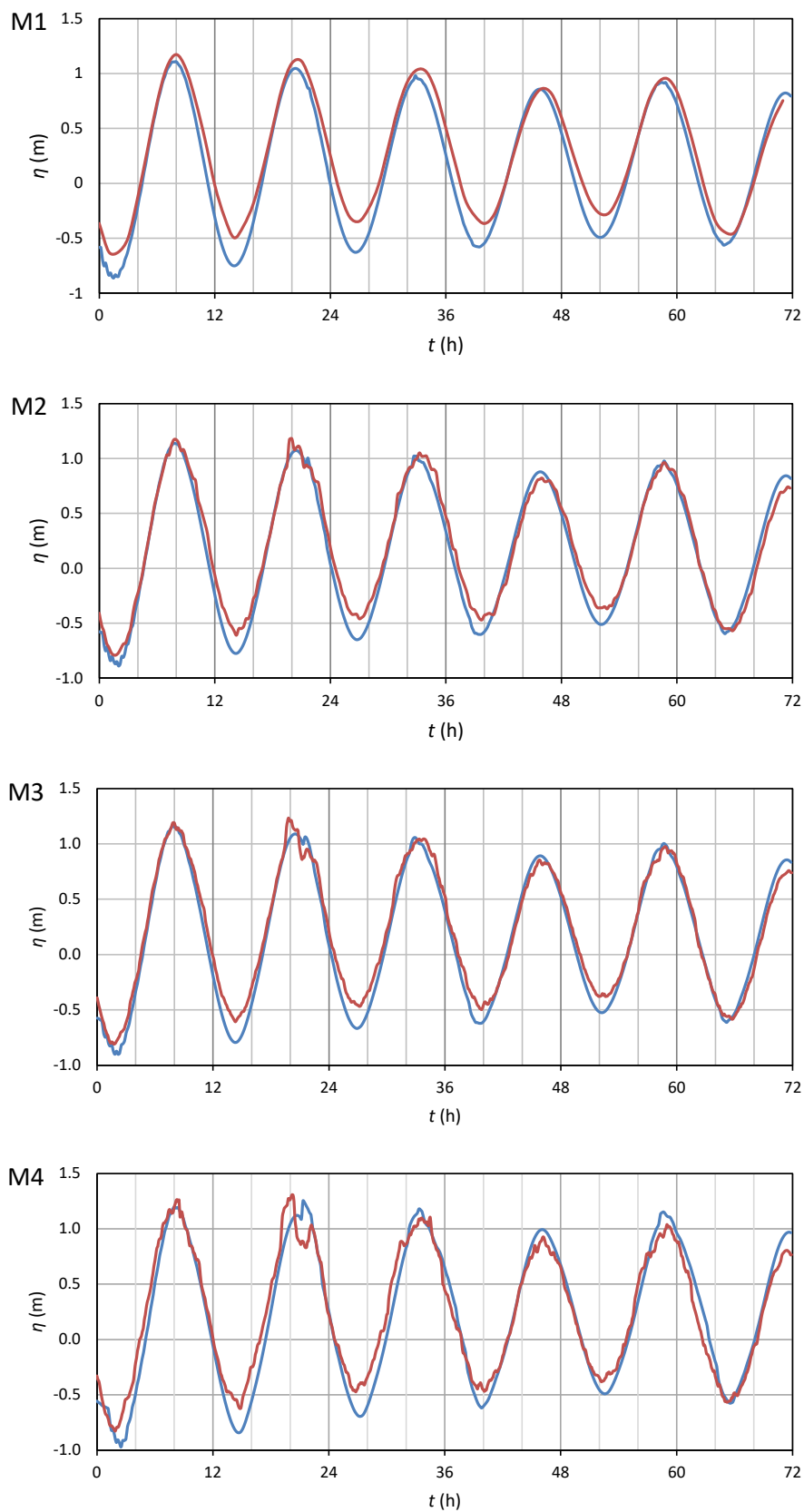


Figura 24: Calibração das séries temporais nas estações M1, M2, M3 e M4. Tempo referido às 00h00 UTC do dia 16/Ago/2006. (—) in situ; (—) simulação para $K_s = 30 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$.

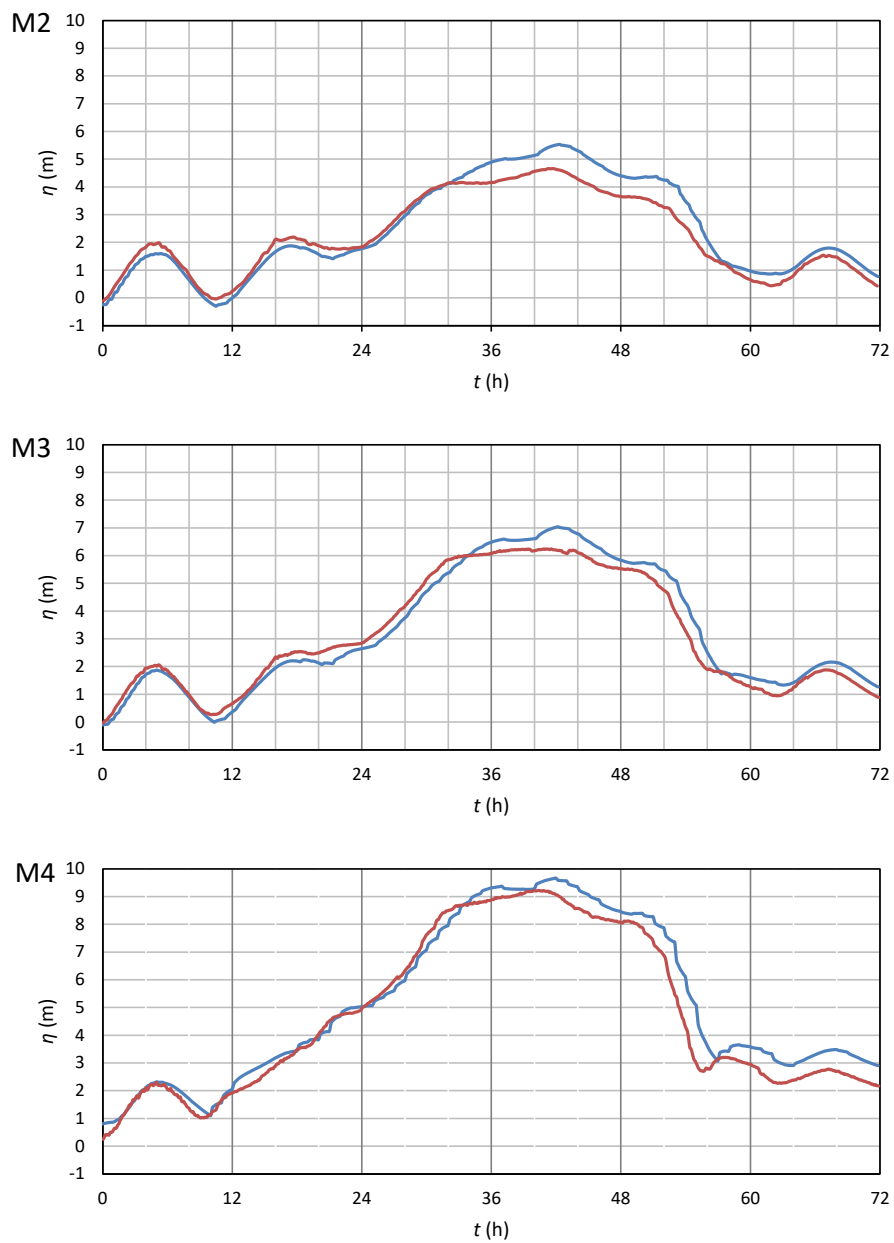


Figura 25: Calibração das séries temporais nas estações M2, M3 e M4. Tempo referido às 00h00 UTC de 24/Nov/2006. (—) in situ; (—) simulação para $K_s = 40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$.

4.4. APLICAÇÃO DO MODELO MORFODINÂMICO

O estudo do comportamento hidro-morfodinâmico do estuário do rio Douro será baseado na análise de um conjunto de cenários, através de combinações entre fenômenos e parâmetros físicos relevantes. As variáveis em causa serão o caudal fluvial e a maré, os parâmetros físicos densidade e diâmetro sedimentar, e a duração da simulação.

Para o cenário associado a uma determinada variável considerou-se as restantes como constantes, de modo a poder avaliar e analisar a influência da variável em questão no comportamento hidrodinâmico e morfodinâmico do estuário do Douro. Estes cenários estão sumarizados na Tabela 7.

4.4.1. PARÂMETROS FÍSICOS E NUMÉRICOS COMUNS A TODOS OS CENÁRIOS

Os coeficientes de viscosidade turbulenta, de difusão da salinidade e da temperatura, e de difusão dos sedimentos não-coesivos foram considerados constantes e iguais entre si: $\nu_t = \nu_T = \varepsilon_S = 1.0 \text{ m}^2/\text{s}$. O coeficiente de Coriolis tomou o valor $f = 9.59 \times 10^5 \text{ rad/s}$, para a velocidade de rotação da Terra $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$ e para a latitude local média $\lambda = 41.14^\circ \text{ N}$. O passo de tempo adotado foi $\Delta t = 6 \text{ s}$.

Tendo em conta a calibração realizada, considerou-se um coeficiente de atrito de Strickler $K_S = 30 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ para os caudais iguais ou inferiores a $1000 \text{ m}^3/\text{s}$, e $K_S = 40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ para os caudais superiores a $1000 \text{ m}^3/\text{s}$.

Na fronteira fluvial, na barragem de Crestuma-Lever, foi imposto um nível de salinidade nulo, $S = 0 \text{ kg/m}^3$, e uma temperatura da água $T = 8^\circ \text{C}$. Na fronteira oceânica, e também como condição inicial em todo o domínio computacional, foi imposta uma salinidade $S = 35.8 \text{ kg/m}^3$ e uma temperatura da água $T = 17^\circ \text{C}$ (Azevedo et al. 2006; deCastro et al. 2008; Pinto 2007).

Nas fronteiras fluvial e oceânica foi imposto um caudal sedimentar por arrastamento nulo. A concentração de sólidos em suspensão, nas fronteiras, foi considerada igual à concentração de equilíbrio.

4.4.2. EFEITO DOS CAUDAIS

Os cenários N1 a N5 pretendem quantificar o efeito do caudal fluvial no transporte de sedimentos no estuário do rio Douro. Para tal o nível do mar foi considerado fixo e igual ao nível médio do mar local (NMML) previsto para o ano de 2021, o qual se considerou ser de $+0.21 \text{ m}$ acima do zero topográfico ou nível médio do mar padrão (NMM), valor este obtido por extrapolação dos valores para os anos de 2014 a 2020 estimados em (Antunes 2007).

Segundo Almeida (2013), o caudal médio anual num ano típico na barragem de Crestuma situa-se em torno dos $450 \text{ m}^3/\text{s}$, sendo $700 \text{ m}^3/\text{s}$ e $200 \text{ m}^3/\text{s}$ em anos húmidos e secos respetivamente. A análise dos dados hidrométricos do rio Douro (APA 2021) permite-nos concluir que aqueles caudais têm probabilidades de excedência de 64%, 19% e 32%, respetivamente. São, portanto, caudais com frequências de ocorrência relativamente elevadas. Incluímos ainda os caudais de $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ e $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ que, não sendo caudais de cheia, são caudais típicos de inverno, com probabilidades de excedência de apenas 11% e 3%, respetivamente.

Considerou-se que os sedimentos, em todo o domínio computacional, são não-coesivos com uma massa volúmica $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$ e diâmetro mediano $D_{50} = 0.2 \text{ mm}$.

Estes cenários têm um tempo de simulação de 4 dias, com um *ramping* de 12 h para o caudal.

4.4.3. EFEITO DAS MARÉS

Os cenários N6 a N8 pretendem quantificar o efeito da maré astronômica sobre o transporte de sedimentos no rio Douro. Para esse efeito, considerou-se o caudal fluvial nulo. Foi considerado um NMML de +0.21 m.

Foi utilizado o ciclo de uma maré para o período compreendido entre as 00h00 UTC do dia 01/Mar/2020 e as 00h00 UTC do dia 21/Mar/2020. A maré selecionada está próxima do solstício, coincidindo, portanto, com as maiores amplitudes de maré. A série temporal da elevação da superfície livre foi produzida pelo modelo global de maré TPXO.2 (Egbert e Bennett 2016).

O modelo de maré incluiu oito constituintes harmônicas primárias (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1), duas constituintes harmônicas de longo período (MF, MM), três constituintes não lineares (M4, MS4, MN4), a constituinte de segunda ordem 2N2 e a constituinte S1 que tem a particularidade de incluir efeitos meteorológicos quase-periódicos (Parker 2007). Para além da série temporal, foram também obtidas as constantes harmônicas para as diferentes constituintes da maré (ver Tabela 6).

Para os três cenários das marés, utilizaram-se três períodos distintos do ciclo de maré: maré morta, maré viva e maré intermédia. Considerou-se que os sedimentos, em todo o domínio computacional, são não-coesivos com uma massa volúmica $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$ e diâmetro mediano $D_{50} = 0.2 \text{ mm}$.

Estes cenários têm um tempo de simulação de 4 dias., com um *ramping* de 12 h para a maré.

Tabela 6: Constantes harmônicas da maré.

Constituintes Harmônicas	Amplitude	Fase
	(m)	(°)
M2	1.0470	74.23
S2	0.3625	102.55
N2	0.2282	54.54
K2	0.0994	98.64
K1	0.0719	65.97
O1	0.0589	318.78
P1	0.0214	57.80
Q1	0.0171	263.04
MM	0.0024	200.58
MF	0.0035	177.43
M4	0.0081	209.47
MN4	0.0022	149.79
MS4	0.0036	311.95
2N2	0.0259	21.12
S1	0.0072	317.99

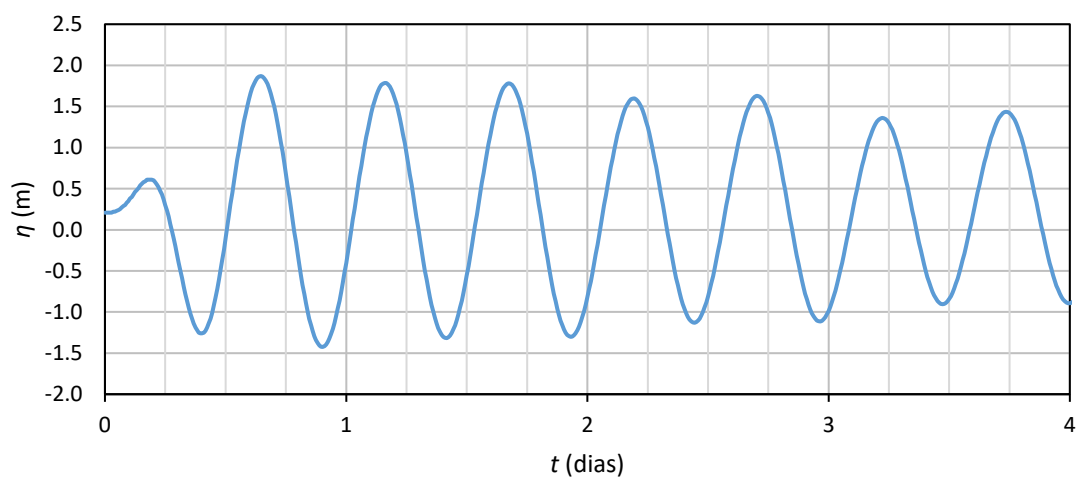


Figura 26: Maré viva. Tempo referido às 00h00 UTC do dia 08/Mar/2020.

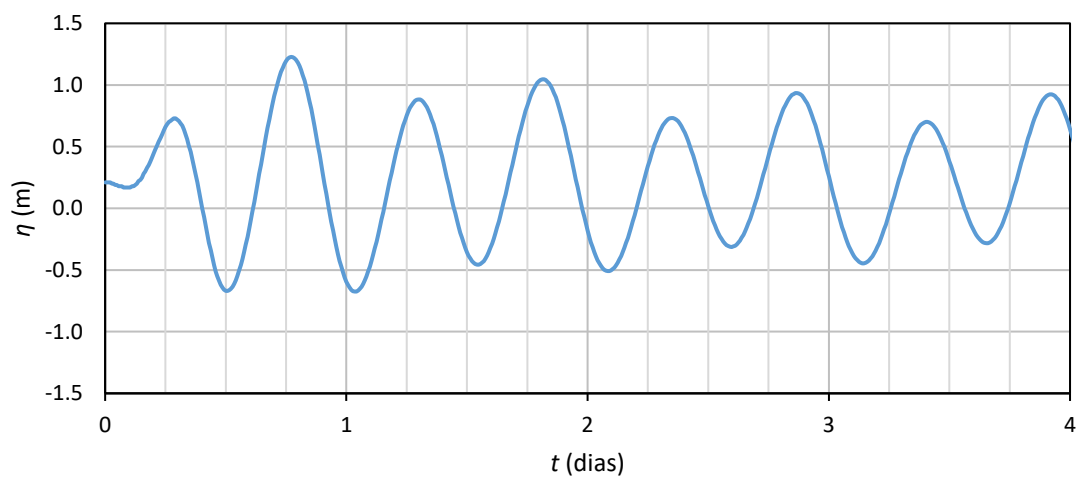


Figura 27: Maré intermédia. Tempo referido às 00h00 UTC do dia 12/Mar/2020.

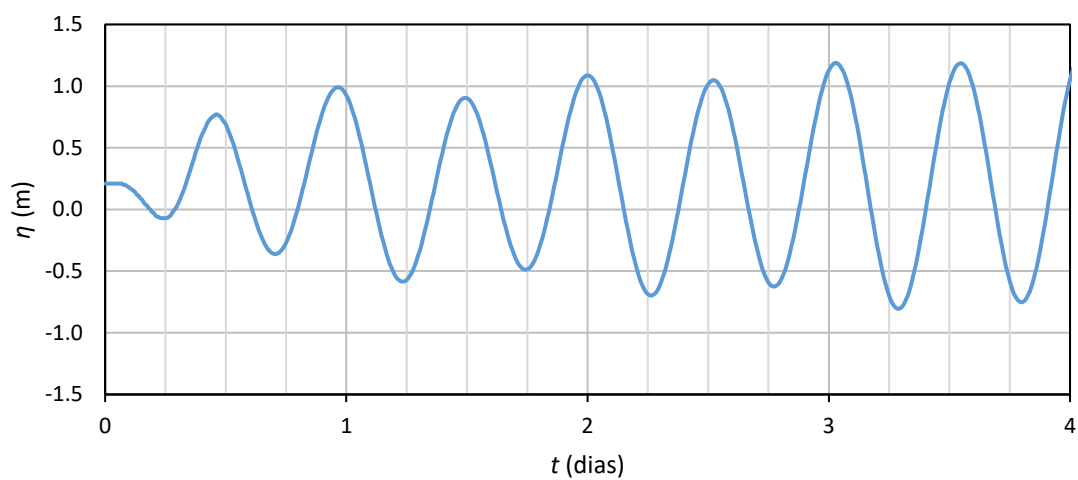


Figura 28: Maré morta. Tempo referido às 00h00 UTC do dia 16/Mar/2020.

Variável

Variável em análise	Cenários	NMML (m)	Maré	Q (m ³ /s)	Probabilidade de excedência (%)	K_S (m ^{1/3} /s)	$\nu_t, \nu_T, \varepsilon_s$ (m ² /s)	ρ_s (kg/m ³)	D_{50} (μ m)	Concentração sedimentar em Crestuma (g/L)	Duração da simulação
Caudal	N1	0.21	sem maré	200	64	30	1.0	2650	200	Equilíbrio	4 dias
	N2	0.21	sem maré	450	32	30	1.0	2650	200	Equilíbrio	4 dias
	N3	0.21	sem maré	700	19	30	1.0	2650	200	Equilíbrio	4 dias
	N4	0.21	sem maré	1000	11	40	1.0	2650	200	Equilíbrio	4 dias
	N5	0.21	sem maré	2000	3	40	1.0	2650	200	Equilíbrio	4 dias
Maré	N6	0.21	intermédia	0		30	1.0	2650	200	Equilíbrio	4 dias
	N7	0.21	viva	0		30	1.0	2650	200	Equilíbrio	4 dias
	N8	0.21	morta	0		30	1.0	2650	200	Equilíbrio	4 dias
	N9	0.21	intermédia	450		30	1.0	2650	200	Equilíbrio	4 dias
Diâmetro Sedimentar	N10 [§]	0.21	intermédia	450		30	1.0	2650	200	Equilíbrio	4 dias
	N11	0.21	intermédia	450		30	1.0	2650	375	Equilíbrio	4 dias
	N12	0.21	intermédia	450		30	1.0	2650	750	Equilíbrio	4 dias
	N13	0.21	intermédia	450		30	1.0	1900	200	Equilíbrio	4 dias
Densidade Sedimentar	N14 ^{§§}	0.21	intermédia	450		30	1.0	2650	200	Equilíbrio	4 dias
	N15	0.21	intermédia	450		30	1.0	2800	200	Equilíbrio	4 dias
	N16	0.21	intermédia	450		30	1.0	2650	200	Equilíbrio	1 ano
Período de Simulação	N17	0.21	intermédia	450		30	1.0	2650	200	Equilíbrio	2 anos

[§] O cenário N10 é igual ao cenário N9.

^{§§} O cenário N14 é igual ao cenário N9.

4.4.4. EFEITO CONJUGADO DO CAUDAL E DA MARÉ

O cenário N9 analisa o efeito conjunto de curta duração do caudal fluvial médio, 450 m³/s, e da maré intermédia.

Considerou-se que os sedimentos, em todo o domínio computacional, são não-coesivos com uma massa volúmica $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$ e diâmetro mediano $D_{50} = 0.2 \text{ mm}$.

Nas fronteiras fluvial e oceânica foi imposto um caudal por arrastamento nulo. A concentração de sólidos em suspensão, nas fronteiras, foi considerada igual à concentração de equilíbrio.

4.4.5. DIÂMETRO SEDIMENTAR

Os cenários N10 a N12 têm como objetivo avaliar a influência que a dimensão dos sedimentos tem nos padrões de transporte sedimentar no estuário. Foram selecionados três valores de diâmetro mediano dos sedimentos não-coesivos: uma areia grosseira ($D_{50} = 750 \text{ }\mu\text{m}$), uma areia média ($D_{50} = 375 \text{ }\mu\text{m}$) e uma areia fina ($D_{50} = 200 \text{ }\mu\text{m}$). Estes valores foram escolhidos para possibilitar uma eventual comparação com os resultados obtidos por Almeida (2013).

Considerou-se que os sedimentos, em todo o domínio computacional, são não-coesivos com uma massa volúmica $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$. Foi considerado o caudal fluvial médio de 450 m³/s e a maré intermédia.

Estes cenários têm um tempo de simulação de 4 dias, com um *ramping* de 12 h para o caudal.

4.4.6. EFEITO DA DENSIDADE SEDIMENTAR

Os cenários N13 a N15 têm como objetivo avaliar o impacto que a massa volúmica dos sedimentos tem nos padrões de transporte sedimentar no estuário. Foram selecionados três valores distintos plausíveis de massa volúmica para os sedimentos não-coesivos: 1900 kg/m³, 2650 kg/m³ e 2800 kg/m³. Estes valores foram escolhidos para possibilitar uma eventual comparação com os resultados obtidos por (Almeida 2013). Foi considerado o caudal fluvial médio de 450 m³/s e a maré intermédia.

Estes cenários têm um tempo de simulação de 4 dias., com um *ramping* de 12 h para o caudal.

4.4.7. SIMULAÇÕES DE LONGA DURAÇÃO

Para os cenários N16 e N17, foram escolhidos períodos de 1 e 2 anos para avaliar a evolução do transporte sedimentar ao longo do tempo. Recorreu-se a um fator morfológico de 25 e de 50, respetivamente. O fator morfológico multiplica quer a evolução do transporte sedimentar, quer o tempo de simulação do modelo, reduzindo o tempo de cálculo necessário (Knaapen e Joutstra 2012). As condições de simulação para os cenários N16 e N17 são as mesmas. É considerado um caudal constante, $Q = 450 \text{ m}^3/\text{s}$, e uma maré com a duração de 15 dias, que equivale, aproximadamente, a metade de duas fases de marés completas de 29.5 dias

4.4.8. CONCENTRAÇÃO SEDIMENTAR EM CRESTUMA

A informação sobre a concentração de sedimentos em suspensão no estuário do rio Douro é escassa. Amostragens locais, para situações de não cheia, mostraram que a concentração de sólidos em suspensão é nula (Iglesias et al. 2020). Em termos internacionais e numa análise a vários rios, Hickin (1995) elaborou uma escala de frequências de concentrações que é apresentada na Tabela 8. Assim, admitiu-se que, para os cenários de escoamento sem cheia, a concentração de sedimentos em suspensão em Crestuma seria nula. Nos cenários de cheia, considerar-se-ia uma concentração de sedimentos em suspensão de 1.0 g/L. No entanto, e seguindo as recomendações do manual do GAIA, para evitar uma excessiva erosão/deposição de sedimentos nas fronteiras, adotou-se uma condição de concentração de equilíbrio nas fronteiras de entrada. Este tipo de condição altera a concentração na entrada, adaptando-

a às condições do escoamento (Celik e Rodi 1988). Alguns testes realizados permitiram concluir que esta opção não afetava os níveis de concentração de sedimento em suspensão na zona inferior do estuário, nem o caudal de sedimentos em suspensão que atravessa a secção de controlo entre os quebramares norte e sul.

Tabela 7: Concentração de sedimentos em suspensão.

Frequência	Concentração sedimentar (mg/L)
Muito alta	0–100
Alta	100–500
Normal	500–1000
Baixa	1000–5000

4.5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Para facilitar a análise dos resultados, definiu-se um perfil ao longo do rio, seguindo grosso modo ao longo do seu talvegue com origem no exterior dos quebramares e que se prolonga até Crestuma, e uma secção de controlo na Foz, localizada entre o cabeço norte do quebramar sul e o quebramar norte (ver Figura 29).

A análise dos resultados incide sobre os caudais sedimentares, caudal por arrastamento, Q_{BL} , e caudal em suspensão, Q_{SL} , que atravessam a secção de controlo, a evolução dos fundos ao longo do perfil longitudinal e a sua distribuição no canal de acesso entre os quebramares, e a distribuição de tensões de corte no fundo, τ .

Nos cenários de mais curta duração, quatro dias, verifica-se que existindo acreção/erosão, esta se situa numa faixa com 200 a 300 m de comprimento, na zona entre os quebramares.

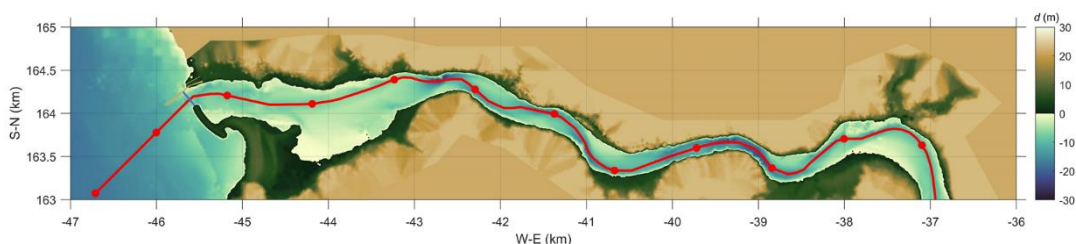


Figura 29: Localização do perfil longitudinal do rio (—), com marcas (•) a cada 1000 m, e da secção de controlo na Foz (—).

4.5.1. CENÁRIO N1 A N5, EFEITO DO CAUDAL

O modelo foi utilizado com um *ramping* de 12 h, a partir do repouso, i.e. $\eta = 0.21$ m e $\mathbf{u} = (0,0)$ para todo o domínio. As Figuras 30 e 31 permitem verificar que apesar de ter sido imposto um caudal sedimentar por arrastamento nulo em Crestuma, o modelo introduziu um caudal por arrastamento não nulo que aumenta quadraticamente com o caudal fluvial. Este caudal por arrastamento diminui significativamente ao longo do estuário, sendo 2 a 4 vezes menor na secção de controlo da Foz, para os

maiores caudais fluvial (ver Figura 30 e Tabela 9). Para o caudal de $200 \text{ m}^3/\text{s}$, o caudal por arrastamento é nulo. O caudal sedimentar em suspensão é cerca de 5 a 10 vezes superior ao caudal por arrastamento nas duas secções de controlo (Foz e Crestuma). O caudal em suspensão na secção da Foz é entre 4 a 7 vezes inferior ao da secção de Crestuma, pelo que existirá deposição de sedimentos ao longo do estuário. Para os caudais de $200 \text{ m}^3/\text{s}$ e $450 \text{ m}^3/\text{s}$, o caudal sedimentar em suspensão é nulo (ver Figura 31 e Tabela 10).

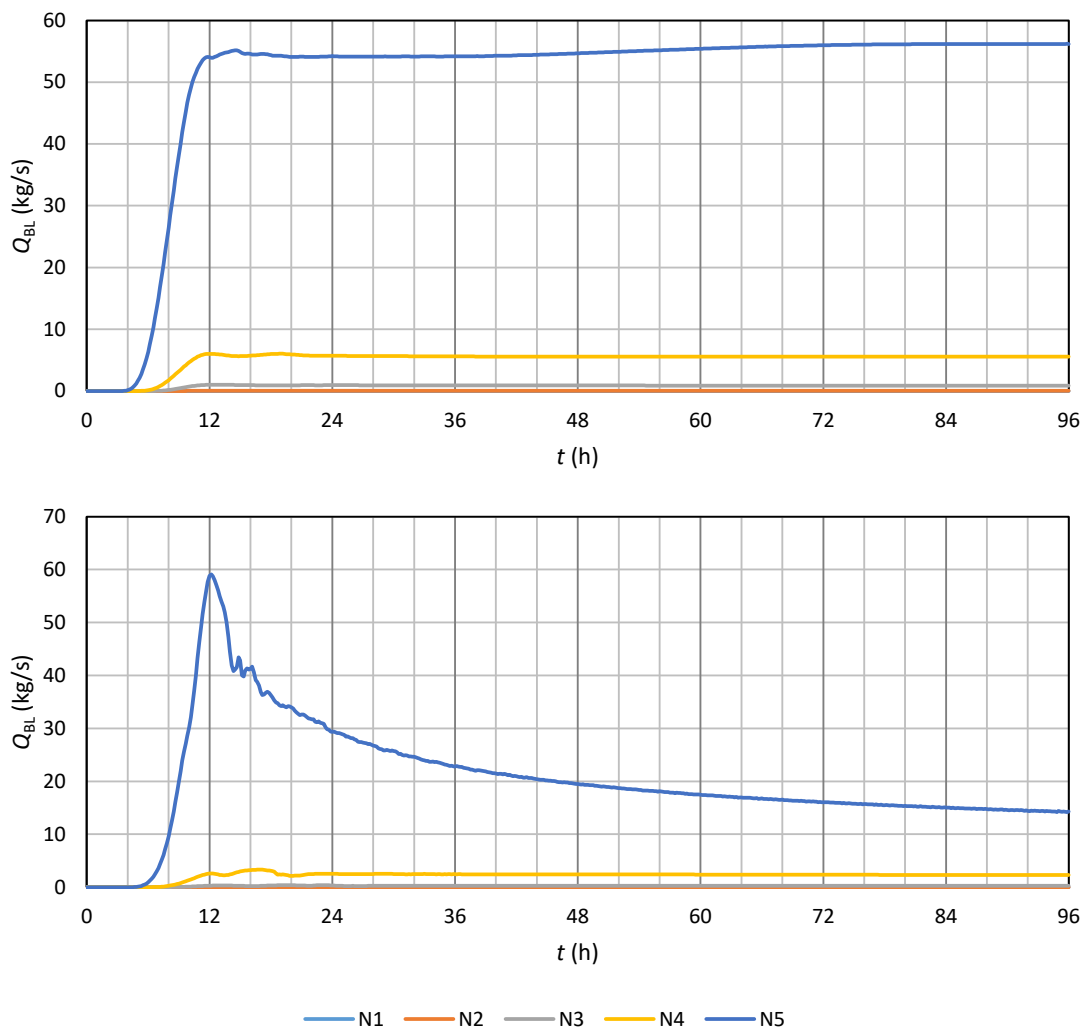


Figura 30: Cenários N1 a N5. Caudal sedimentar por arrastamento em Crestuma (em cima) e na Foz (em baixo).

Tabela 8: Cenários N1 a N5. Caudal sedimentar por arrastamento em Crestuma e na Foz para $t = 96 \text{ h}$.

		N1	N2	N3	N4	N5
	$Q \quad (\text{m}^3/\text{s})$	200	450	700	1000	2000
Crestuma	$Q_{BL} \quad (\text{kg/s})$	0.0	0.021	0.87	5.5	56
Foz	$Q_{BL} \quad (\text{kg/s})$	0.0	0.00016	0.26	2.3	14

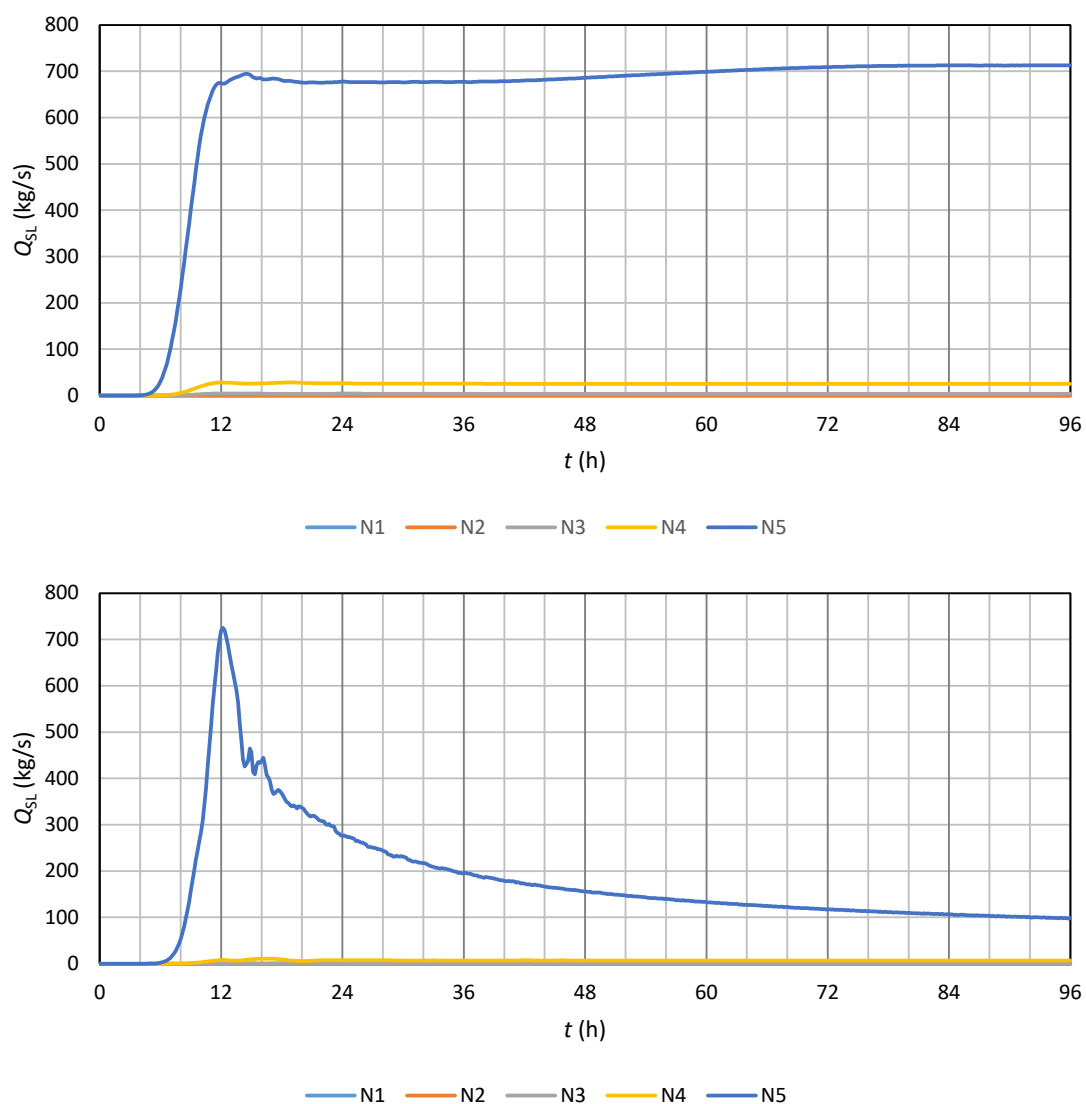


Figura 31: Cenários N1 a N5. Caudal sedimentar em suspensão em Crestuma (em cima) e na Foz (em baixo).

Tabela 9: Cenários N1 a N5. Caudal sedimentar em suspensão em Crestuma e na Foz para $t = 96$ h.

		N1	N2	N3	N4	N5
	Q (m ³ /s)	200	450	700	1000	2000
Crestuma	Q_{SL} (kg/s)	0.0	0.0	3.6	25	713
Foz	Q_{SL} (kg/s)	0.0	0.0	0.79	6.6	99

Cenário N1

Para este cenário, o transporte sedimentar em suspensão é praticamente nulo, uma vez que o caudal fluvial de $200 \text{ m}^3/\text{s}$ não é suficientemente forte para provocar o levantamento dos sedimentos de fundo e transportá-los em suspensão (ver Figura 31). De igual forma, o transporte por arrastamento é também nulo. De facto, verifica-se que as tensões de corte no fundo se situam entre os 0 e 1 N/m^2 após a estabilização do escoamento, não apresentando um valor significativo para se realizar qualquer tipo de transporte sedimentar (ver Figura A1).

A evolução do fundo do estuário, ao longo dos 4 dias de simulação, foi da ordem dos milímetros, sendo por isso insignificante.

Cenário N2

Para um caudal de $450 \text{ m}^3/\text{s}$, apesar de se ter verificado uma tensão de arrasto superior, os transportes sedimentares por arrastamento e suspensão continuam a ser quase nulos. Como se pode verificar na Figura A2, ao fim dos quatro dias de simulação, verificou-se uma tensão de arrasto compreendida entre os 0 e os 1.5 N/m^2 , ao longo do estuário. A tensão máxima localiza-se logo a jusante da barragem de Crestuma.

Após o *ramping* inicial de 12 h, os caudais sedimentares demoram cerca de mais um dia a estabilizar. Após esse período, os caudais sedimentares que chegam à foz são praticamente nulos, pois os $450 \text{ m}^3/\text{s}$ permitem a deposição sedimentar ao longo do estuário.

Como se pode observar na Figura A3, verificou-se uma muito ligeira evolução do fundo entre as coordenadas -43 km e -42.5 km na direção W-E, tendo atingido um máximo de deposição e escavação de 0.02 m .

Cenário N3

Para um caudal fluvial de $700 \text{ m}^3/\text{s}$ o caudal sedimentar total em Crestuma é de 4.5 kg/s enquanto na Foz, é de apenas 1.1 kg/s , no final dos quatro dias de simulação.

A Figura 32 mostra a evolução do fundo do rio desde Crestuma até ao exterior dos quebra-mares (origem) ao longo do longitudinal do estuário, sendo s a distância à origem. Os valores positivos representam a deposição, e os negativos a erosão. A evolução do fundo mais significativa deu-se para $s = 1 - 2 \text{ km}$ no canal entre os dois quebra-mares, com uma deposição máxima de 0.13 m e uma erosão máxima de 0.03 m . A distribuição da evolução dos fundos na zona dos quebra-mares está ilustrada na Figura A4.

Cenário N4

Para um caudal fluvial de $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ o caudal sedimentar total em Crestuma é de 31 kg/s , enquanto na Foz é de apenas 9.0 kg/s , no final dos quatro dias de simulação.

A Figura 33 mostra a evolução do fundo do rio no canal e entre os quebra-mares, onde esta foi mais significativa, com uma deposição máxima de 1.03 m e uma erosão máxima de 0.25 m . A distribuição da evolução dos fundos na zona dos quebra-mares está ilustrada na Figura A9.

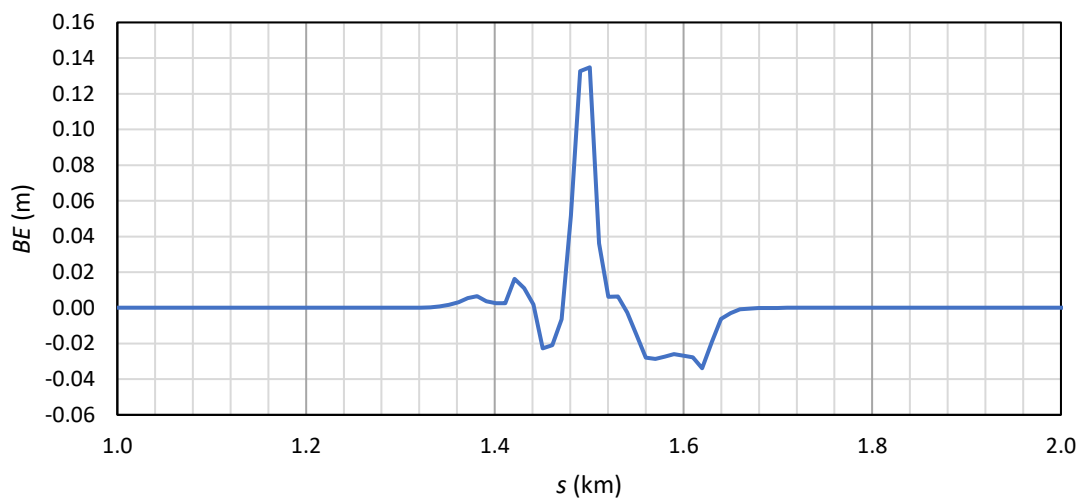
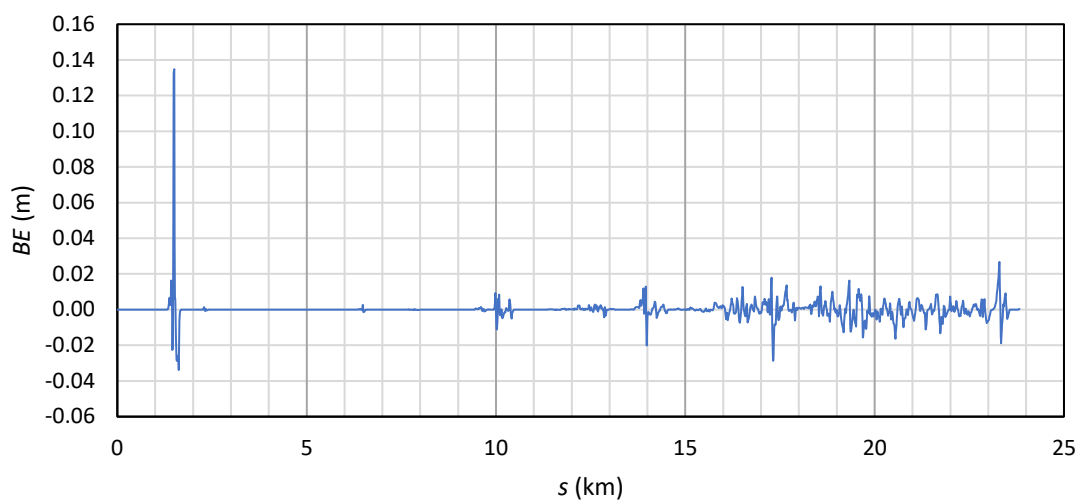


Figura 32: Cenário N3. Evolução dos fundos para o canal entre os quebramares, para $t = 96$ h. Ao longo de todo o estuário (em cima), na zona dos quebramares (em baixo).

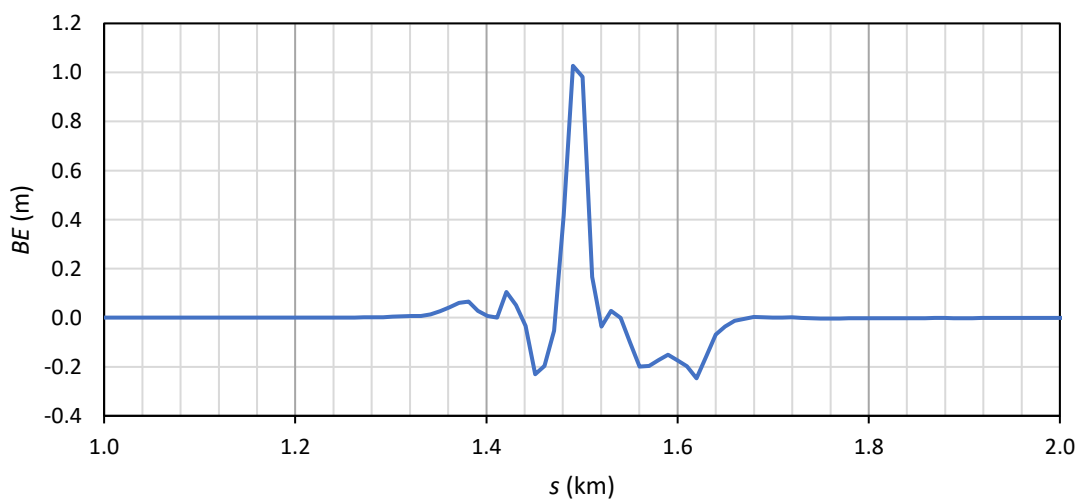


Figura 33: Cenário N4. Evolução dos fundos para o canal entre os quebramares, para $t = 96$ h.

Cenário N5

Com um caudal fluvial de $2000 \text{ m}^3/\text{s}$, o caudal sedimentar total é já significativo, sendo de 769 kg/s em Crestuma e de 113 kg/s na Foz. Tal como nos cenários N1 a N4, conclui-se que haverá deposição de sedimento ao longo do estuário. A evolução dos fundos mostra uma deposição de 4 m junto a Crestuma, e uma erosão de cerca de 4 m entre os quebramares, com deposição até cerca de 2 m um pouco mais a jusante.

Nas Figuras A10 e A11, é evidente que o caudal sólido por arrastamento e a concentração de sedimentos em suspensão é relativamente elevado entre Crestuma e o Freixo (cerca da coordenada -38 km na direção W-E), devido às maiores velocidades e tensões de corte. A partir desse ponto e até próximo da boca do estuário, devido ao alargamento transversal da secção do canal, há uma diminuição significativa do transporte sedimentar, que só volta a aumentar na região entre os dois quebramares.

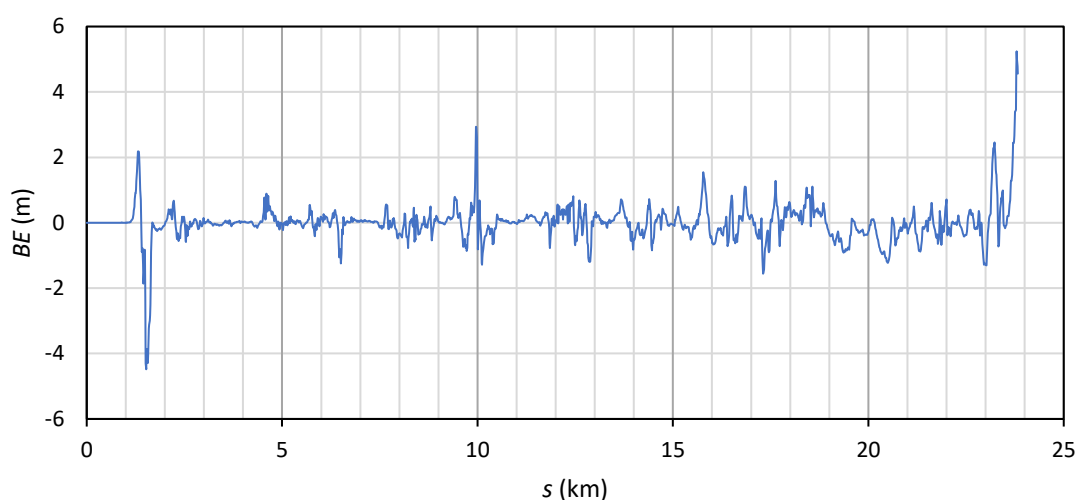


Figura 34: Cenário N5. Evolução dos fundos ao longo do estuário, para $t = 96 \text{ h}$.

4.5.2. CENÁRIOS N6 A N8, EFEITO DA MARÉ

Nos cenários N6 a N8, a maré é o elemento forçador do transporte sedimentar. Estes cenários são típicos de uma situação de verão, com caudal fluvial nulo. Nestas condições o caudal sedimentar na fronteira fluvial é nulo.

Verificou-se, no entanto, que a fase de *ramping* hidrodinâmico controlado de 12 h, se estende em termos morfodinâmicos até que o caudal sedimentar na secção de controlo na Foz estabilize, o que acontece após 3 dias de simulação.

A evolução do fundo, nestes três cenários, é analisada na preia-mar e na baixa-mar do quarto dia de simulação, dado serem momentos de fluxo nulo.

Cenário N6

Na Figura 35, estão representados os caudais sedimentares na secção de controlo da Foz, para a situação de maré intermédia. Os caudais sedimentares positivos são os que saem do estuário, provocados pelos fluxos de vazante, e os negativos são os que entram devido ao fluxo de enchente. A evolução dos caudais mostra que o primeiro dia de simulação não é válido para a análise, uma vez que apresenta uma grande influência do *ramping* nas primeiras 12 h. Nos dias seguintes, os caudais diminuem mais rapidamente do que a amplitude da maré.

Na Figura 36, regista-se a evolução do fundo para a preia-mar e para a baixa-mar no quarto dia de simulação. Verifica-se que os dois perfis são iguais. As alterações registadas do fundo terão resultado dos caudais sedimentares dos primeiros dias da simulação.

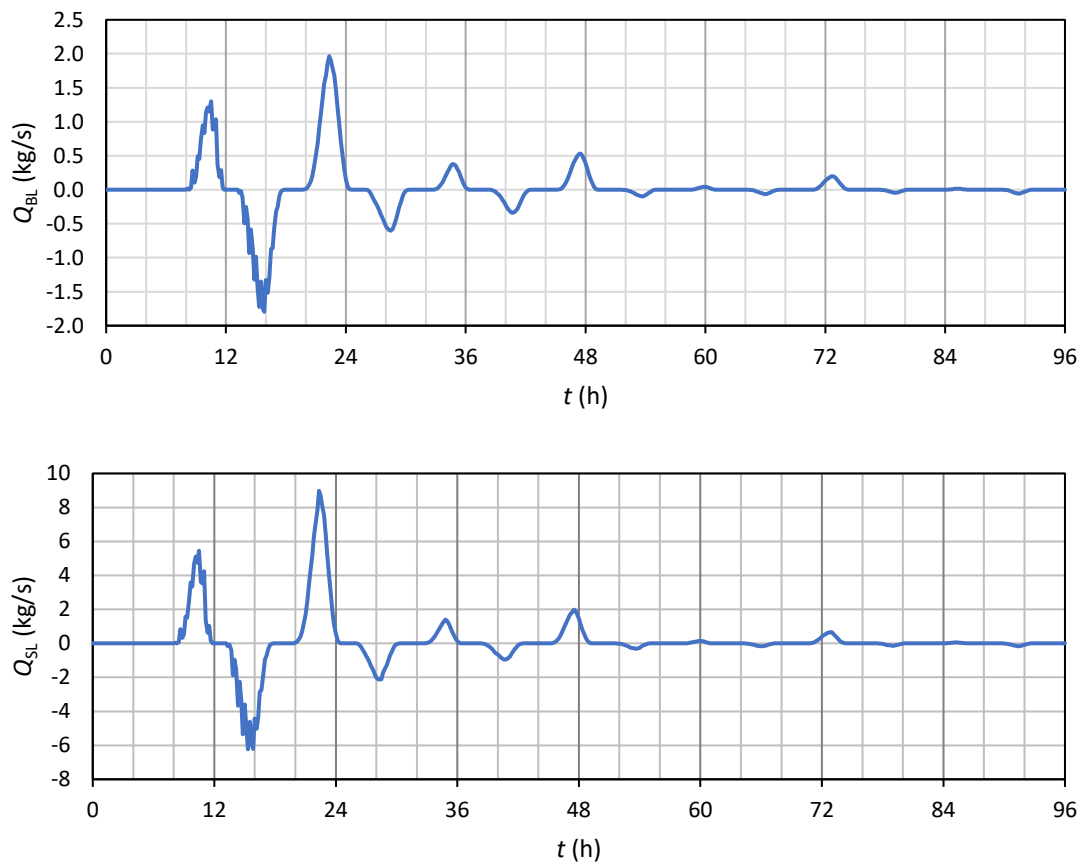


Figura 35: Cenário N6. Caudal sedimentar na secção da Foz, por arrastamento (em cima) e em suspensão (em baixo).

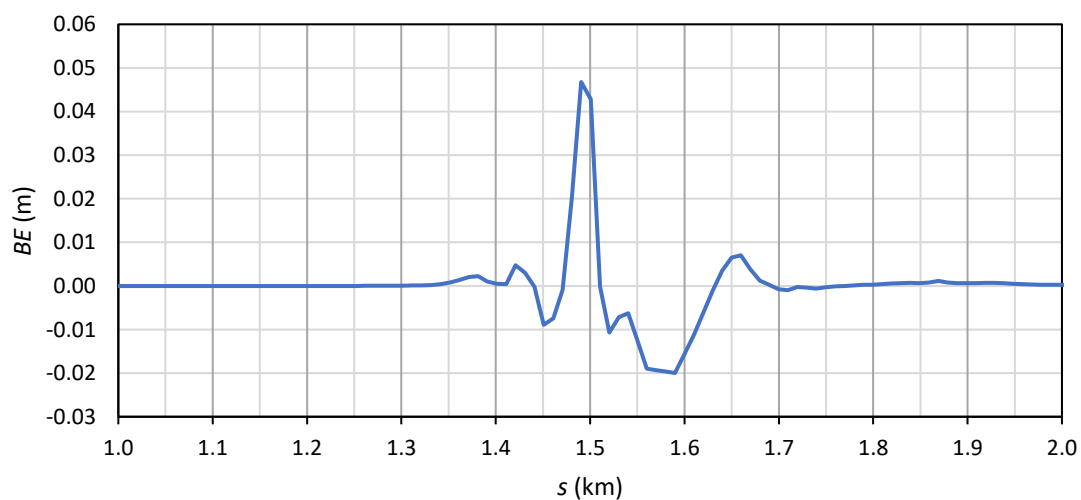


Figura 36: Cenário N6. Evolução dos fundos para o canal entre os quebramares, ao quarto dia de simulação em preia-mar e em baixa-mar.

Cenário N7

Para a maré de águas-vivas, a Figura 37 mostra a evolução dos caudais sedimentares ao longo da simulação. Estes caudais são oscilatórios, variando com a amplitude da maré, sendo que estes, tal como a maré, vão diminuindo em amplitude com o tempo. Os caudais sedimentares por arrastamento variam entre um máximo de 25 kg/s, na primeira vazante, e de 3.7 kg/s, na última vazante, sendo que os caudais máximos de enchente são sempre um pouco mais altos. Pelo contrário, o transporte sedimentar em suspensão revela ser superior no fluxo de vazante. Assim, registou-se um caudal sedimentar em suspensão máximo de 150 kg/s, na primeira vazante, e de 20 kg/s na última vazante.

O transporte sedimentar do último dia de simulação não conduziu a alterações do fundo, não existindo alterações entre a última preia-mar e a última baixa-mar do quarto dia de simulação. Verificaram-se, nestes instantes, erosões e deposições na zona dos quebramares na ordem dos 0.70 m (ver Figura 38).

O transporte sedimentar é máximo a meio dos fluxos de enchente e vazante e encontra-se ilustrado nas Figuras A13 e A14 para o quarto dia de simulação.

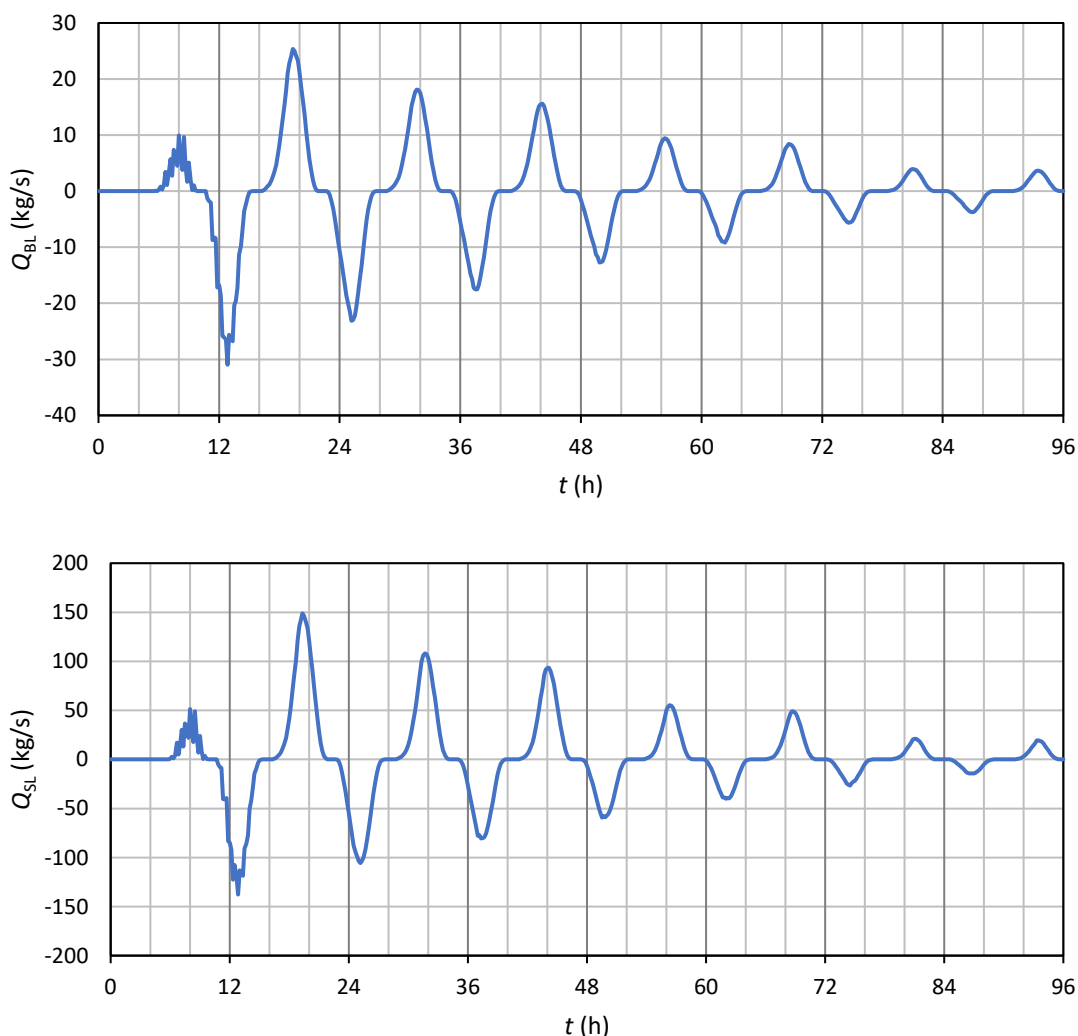


Figura 37: Cenário N7. Caudais sedimentares na Foz. Por arrastamento (em cima) e em suspensão (em baixo).

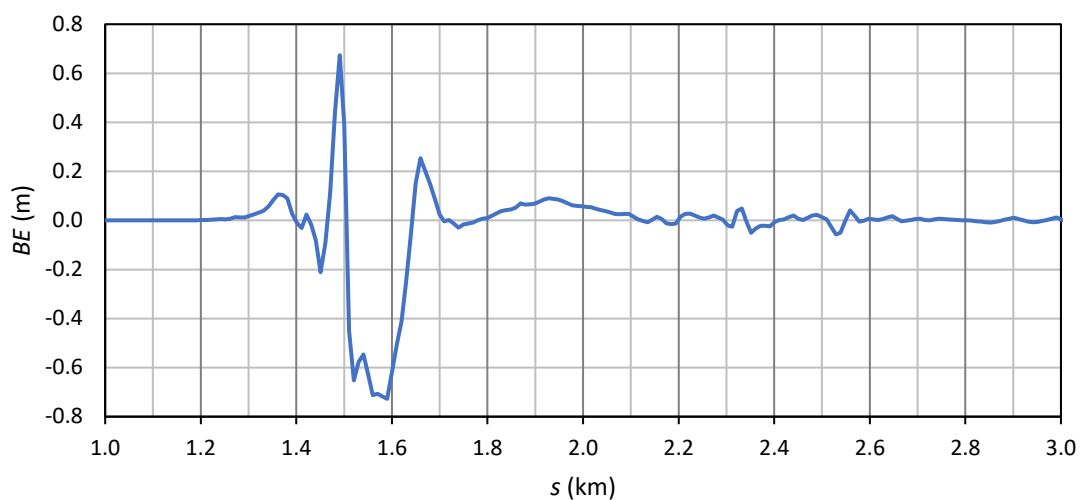


Figura 38: Cenário N7. Evolução dos fundos para o canal entre os quebramares, ao quarto dia de simulação em preia-mar e em baixa-mar.

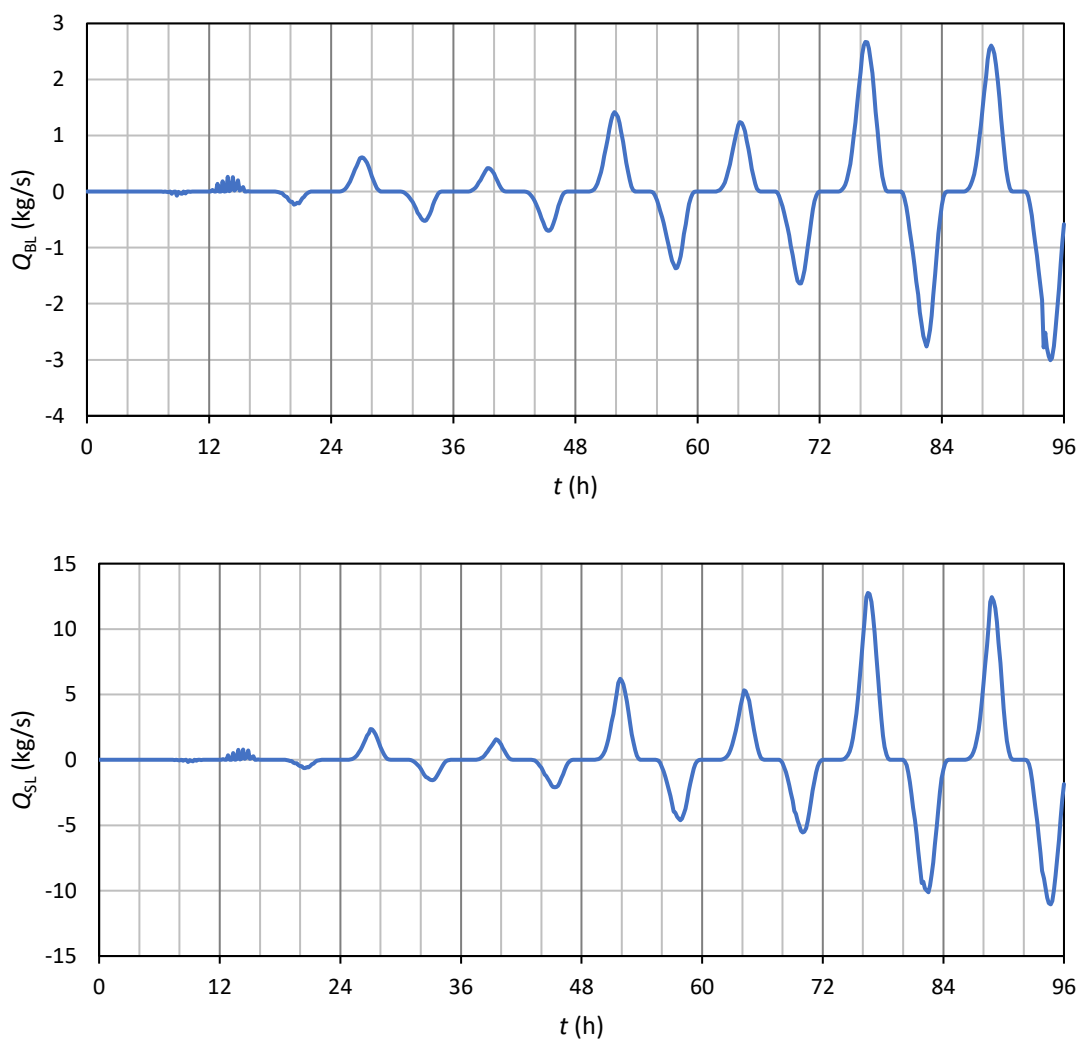


Figura 39: Cenário N8. Caudais sedimentares na Foz. Por arrastamento (em cima) e em suspensão (em baixo).

Cenário N8

O cenário N8 corresponde a uma maré de águas-mortas. Tem a particularidade de neste período se verificar um aumento da amplitude da maré ao longo da simulação. Nestas condições, as amplitudes dos caudais sedimentares, por arrastamento e em suspensão, vão também aumentado com o tempo (ver Figura 39).

Os caudais sedimentares do último ciclo de maré são superiores aos caudais sedimentares do cenário N6. Esta situação terá resultado de uma escolha incorreta dos períodos representativos das marés intermédia e de águas-mortas.

A evolução do fundo de preia mar (Figuras 40 e A19) mostra acreção e erosão com amplitudes inferiores a 0.10 m, sendo que a erosão é um pouco menor na baixa-mar.

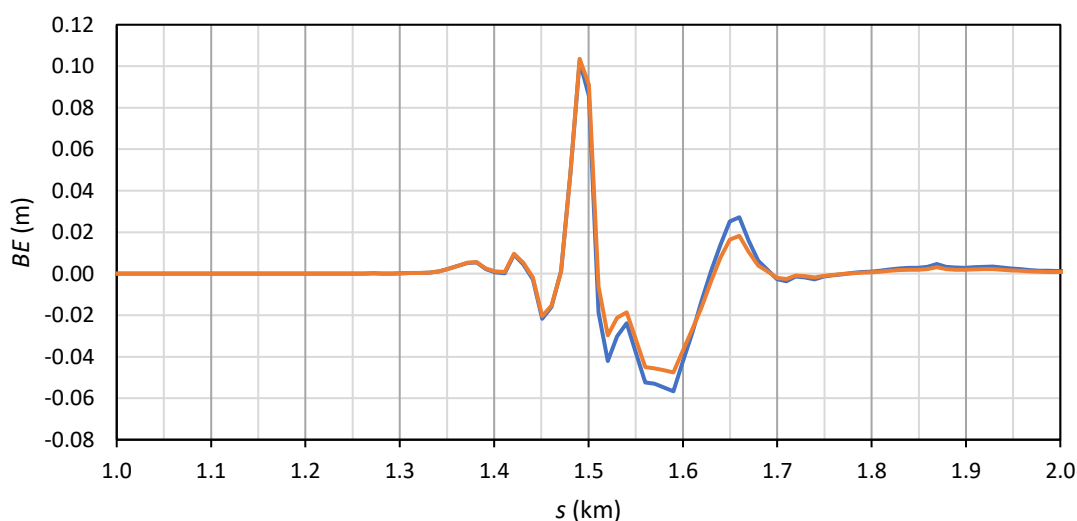


Figura 40: Cenário N8. Evolução dos fundos para o canal entre os quebramares, ao quarto dia de simulação em preia-mar (—) e em baixa-mar (—).

4.5.3. CENÁRIO N9, EFEITO CONJUNTO DA MARÉ E DO CAUDAL FLUVIAL

O cenário N9 destina-se estudar o efeito conjunto do caudal fluvial e da maré. Optou-se por uma maré intermédia, como a introduzida no cenário N6, e um caudal fluvial descarregado de 450 m³/s, como o simulado no cenário N2, para a representação de um evento frequente no estuário do Douro.

Os caudais sedimentares apresentam agora um padrão diferente. A presença da maré faz com que os caudais sedimentares mantenham um aspeto periódico, mas, na enchente, o caudal sedimentar é agora nulo na secção de controlo da Foz. No entanto, na vazante, os caudais sedimentares são agora maiores (ver Figura 41). Recorde-se que no cenário N2, o caudal de 450 m³/s não produzia praticamente nenhum caudal sedimentar.

O efeito da maré faz-se agora sentir em Crestuma (ver Figura 42) com um padrão oscilatório. Na enchente os caudais sedimentares são nulos, mas passam a ser não nulos na vazante, devido à sinergia dos efeitos da maré e do caudal fluvial.

No que concerne à evolução dos fundos, estes parecem ter estabilizado, não havendo modificações entre as última preia-mar e baixa-mar (ver Figura 43 e Figura A19). Novamente aqui é evidente a sinergia entre a maré e o caudal fluvial. No cenário N2, o caudal fluvial não provocava qualquer alteração dos fundos, enquanto no cenário N6, a maré provocava entre os quebramares uma erosão de 0.02 m e uma

deposição de cerca de 0.05 m (ver Figura 36). Agora, a ação conjunta dos dois fenómenos conduziu a uma erosão de cerca de 0.15 m e uma deposição de 0.5 m.

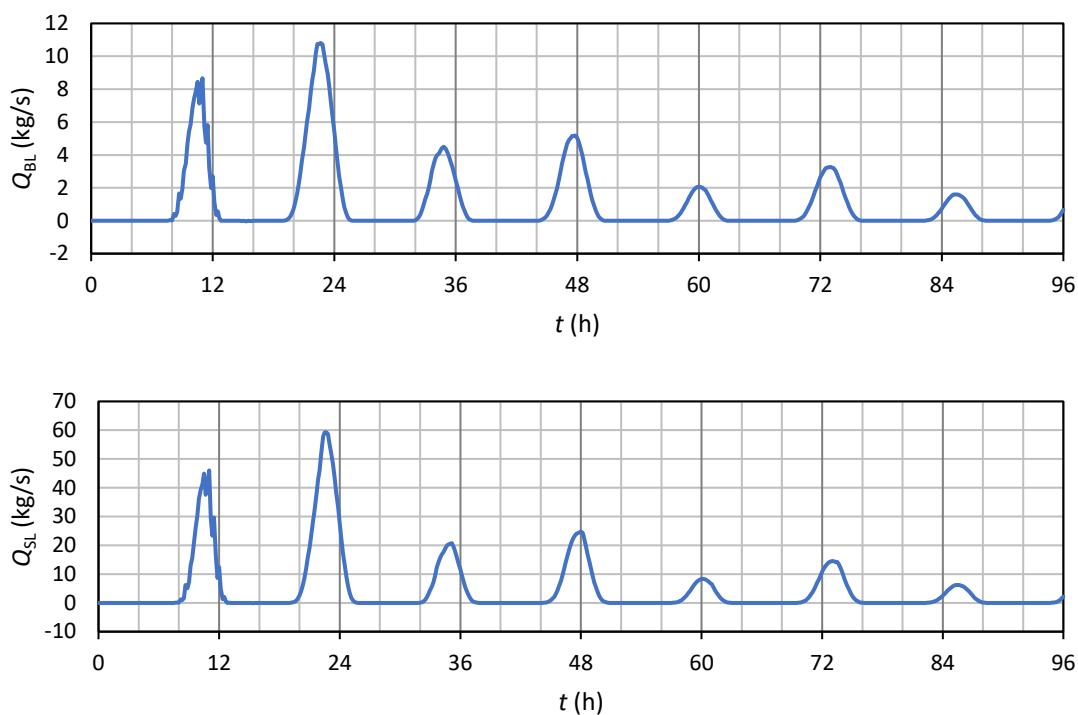


Figura 41: Cenário N9. Caudais sedimentares na Foz. Por arrastamento (em cima) e em suspensão (em baixo) no fluxo de vazante

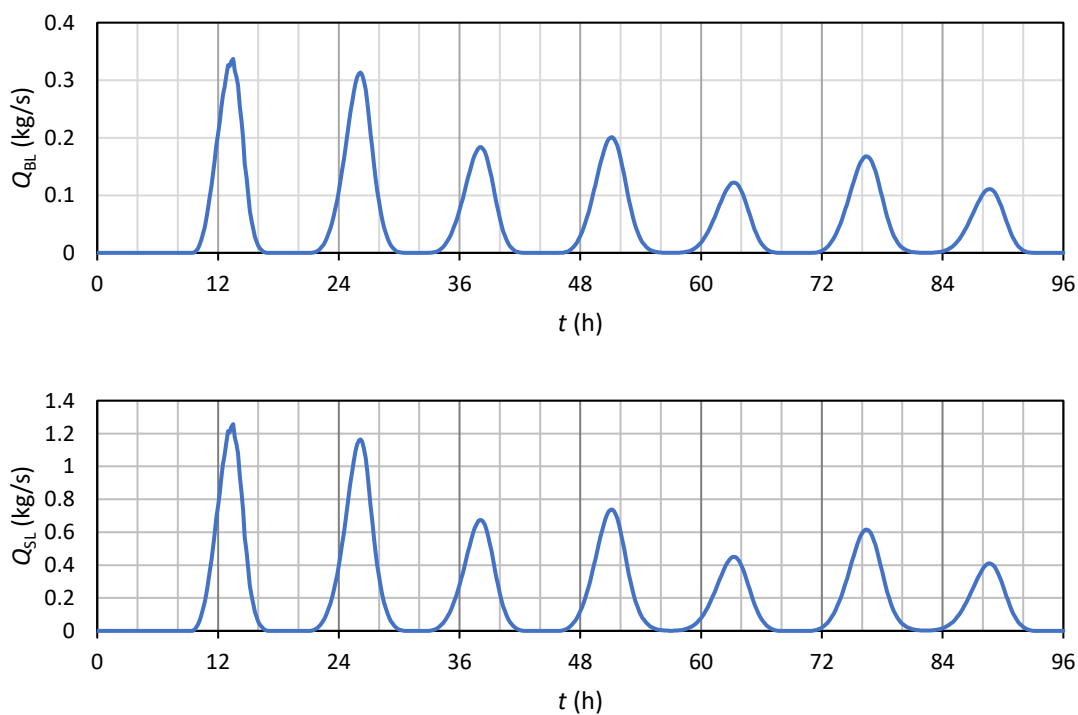


Figura 42: Cenário N9. Caudais sedimentares em Crestuma. Por arrastamento (em cima) e em suspensão (em baixo) no fluxo de vazante.

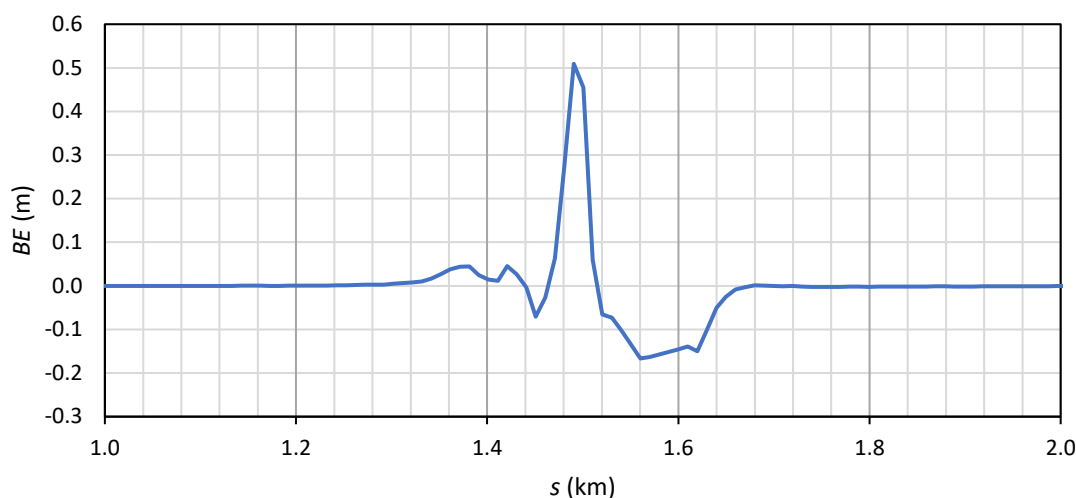


Figura 43: Cenário N9. Evolução dos fundos para o canal entre os quebramares, ao quarto dia de simulação em preia-mar e em baixa-mar.

4.5.4. CENÁRIOS N10 A N12, EFEITO DO DIÂMETRO DOS SEDIMENTOS

Foi considerada uma maré intermédia e um caudal fluvial de $450 \text{ m}^3/\text{s}$. Para os cenários N10, N11 e N12, os diâmetros dos sedimentos são respetivamente $D_{50} = 200, 375, 750 \text{ }\mu\text{m}$, com uma massa volúmica constante $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$. Os resultados são apresentados nas Figuras 44 e 45, em termos de caudais sedimentares nas secções da Foz e de Crestuma. Apenas se verifica transporte sedimentar durante a vazante.

Em termos de caudal sedimentar por arrastamento, conclui-se que este é maior em ambas as secções para o sedimento de diâmetro intermédio, $D_{50} = 375 \text{ }\mu\text{m}$ (cenário N11). Na secção da Foz, o valor do caudal por arrastamento é muito semelhante para os diâmetros mais fino e mais grosseiro, respetivamente $D_{50} = 200 \text{ }\mu\text{m}$ e $D_{50} = 750 \text{ }\mu\text{m}$. Em termos de caudal sedimentar em suspensão, quanto mais fino o sedimento, maior esse caudal sedimentar, em ambas as secções. Isto resultará de uma maior dificuldade em induzir a suspensão do material de maiores dimensões, o que explica o menor caudal sedimentar total para $D_{50} = 750 \text{ }\mu\text{m}$. Por outro lado, o sedimento mais fino, $D_{50} = 200 \text{ }\mu\text{m}$, é também o que mais facilmente entra em suspensão, pelo que contribui para o caudal em suspensão.

Nestas condições, a evolução dos fundos é mais acentuada quanto mais fino é o sedimento. Assim, na zona dos quebramares, regista-se uma erosão máxima de 0.17 m para o sedimento mais fino, 0.10 m para o intermédio, e 0.05 m para o sedimento mais grosseiro. No que toca a acreção, verifica-se uma acreção de 0.51 m para o sedimento mais fino, de 0.36 m para o sedimento de dimensão intermédia, e de 0.16 m para o sedimento mais grosseiro (ver Figura 46).

Esta evolução dos fundos parece ser demasiado elevada para um tempo de simulação tão curto. Para as mesmas condições hidrodinâmicas e na mesma zona de análise, Almeida (2013) registou: uma acreção de 0.008 m e um máximo de erosão de 0.01, para $D_{50} = 200 \text{ }\mu\text{m}$; e uma acreção e erosão de 0.012 m para $D_{50} = 375 \text{ }\mu\text{m}$.

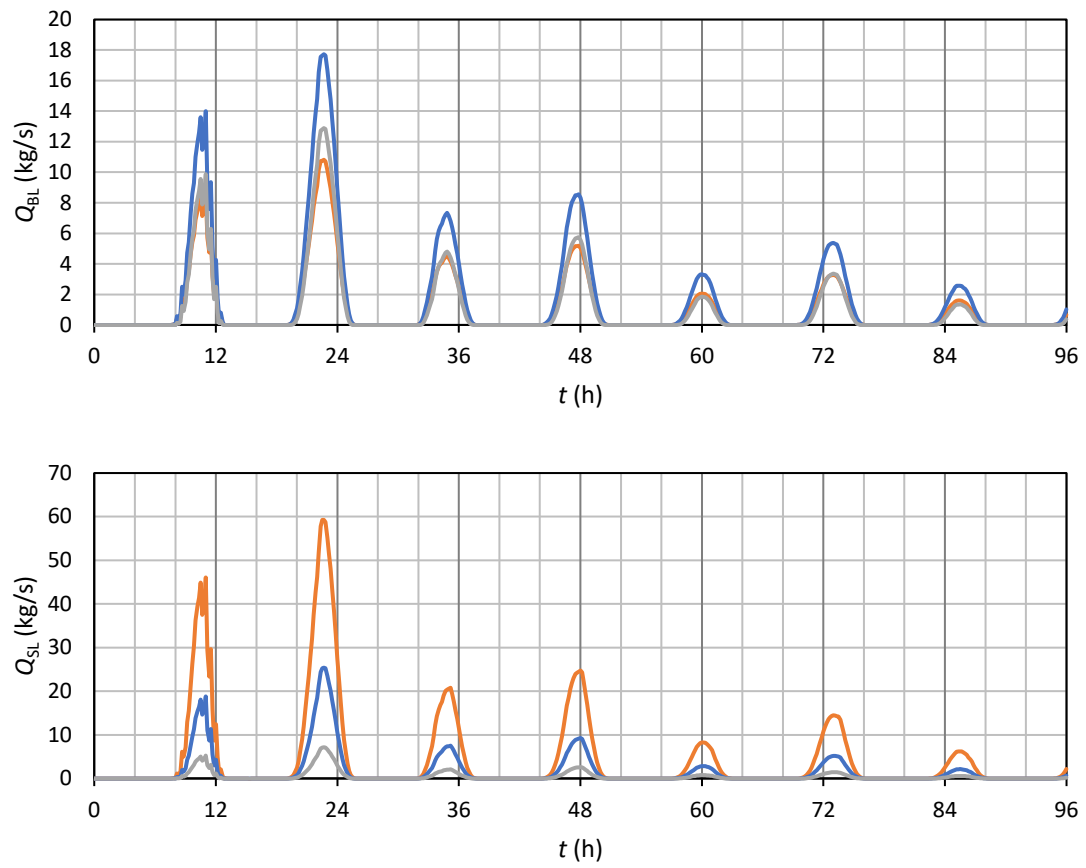


Figura 44: Caudais sedimentares na Foz. Por arrastamento (em cima) e em suspensão (em baixo). Cenário N10 (—); cenário N11 (—); cenário N12 (—).

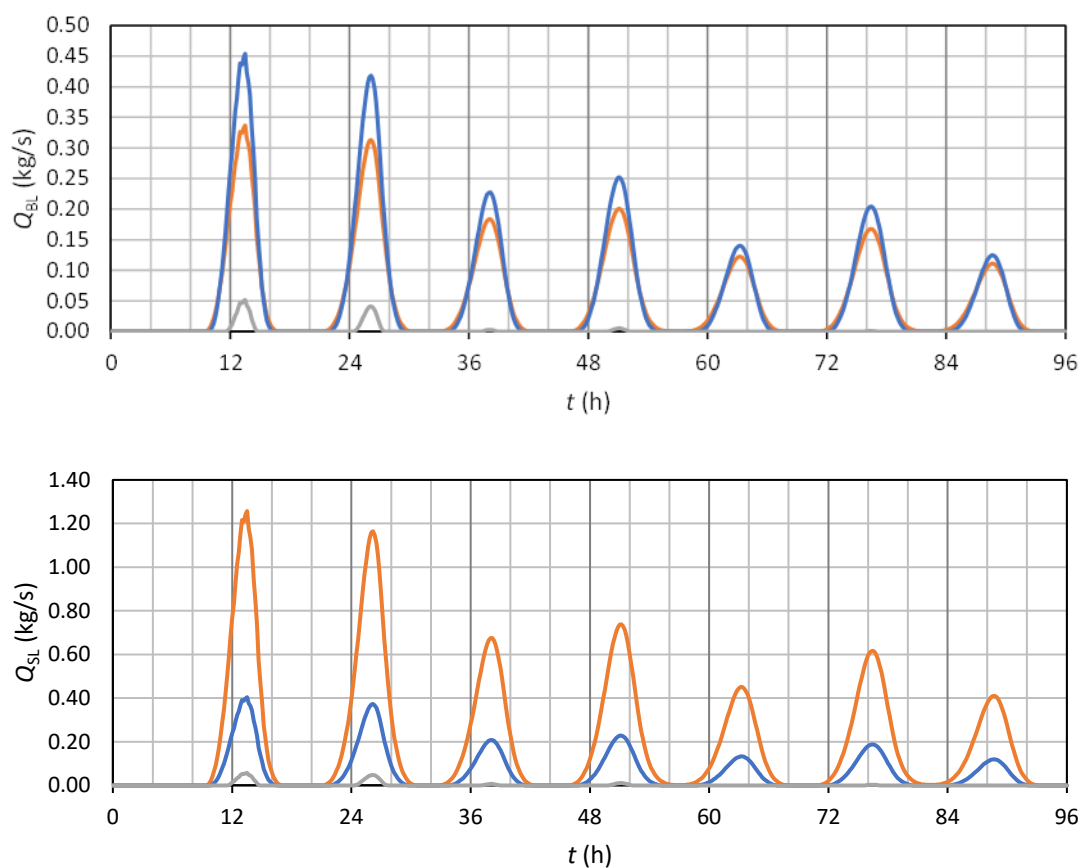


Figura 45: Caudais sedimentares em Crestuma. Por arrastamento (em cima) e em suspensão (em baixo). Cenário N10 (—); cenário N11 (—); cenário N12 (—).

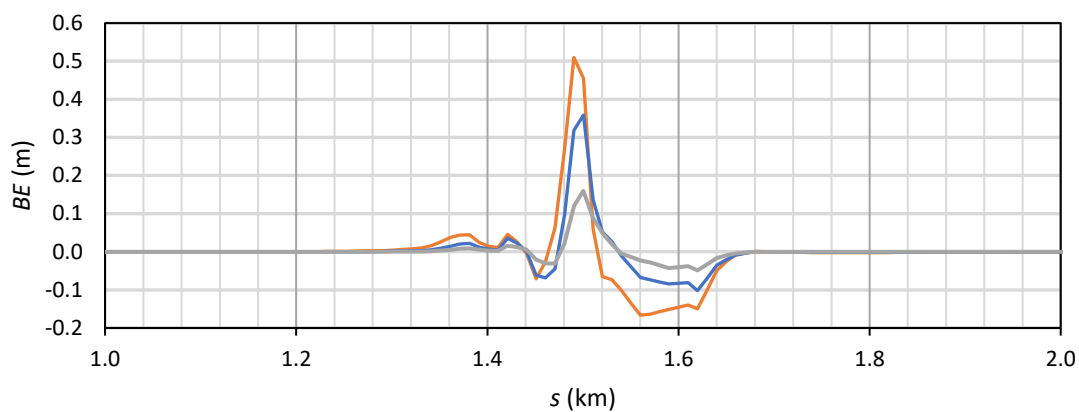


Figura 46: Evolução dos fundos para o canal entre os quebramares, ao quarto dia de simulação em preia-mar e em baixa-mar. Cenário N10 (—); cenário N11 (—); cenário N12 (—).

4.5.5. CENÁRIO N13 A N15, EFEITO DA DENSIDADE DOS SEDIMENTOS

Foi considerada uma maré intermédia e um caudal fluvial de 450 m³/s. Para os cenários N13, N14 e N15, as massas volúmicas dos sedimentos são respetivamente $\rho_s = 1900, 2650, 2800$ kg/m³, com um diâmetro constante $D_{50} = 200$ μ m. Os resultados são apresentados nas Figuras 47 e 48, em termos de caudais sedimentares nas secções da Foz e de Crestuma. Apenas se verifica transporte sedimentar durante a vazante, exceto no caso do sedimento mais leve, em Crestuma, em que há transporte sedimentar tanto por arrastamento como em suspensão para jusante, tanto no período de vazante como no de enchente. Esta particularidade deve-se ao facto de estas partículas serem muito leves, mantendo-se facilmente em suspensão, e o efeito desta maré ser muito reduzido em Crestuma.

Em termos de caudal sedimentar por arrastamento e em suspensão, conclui-se que estes são inversamente proporcionais à densidade das partículas, sendo tanto maiores os caudais quanto menor for a densidade.

Nestas condições, a evolução dos fundos é tanto maior quanto menos denso é o sedimento. Assim e na zona dos quebramares, regista-se uma erosão máxima de 0.51 m para o sedimento mais leve, $\rho_s = 1900$ kg/m³, 0.17 m para o intermédio, $\rho_s = 2650$ kg/m³, e 0.14 m para o sedimento mais pesado, $\rho_s = 2800$ kg/m³. No que toca à acreção, verifica-se uma acreção de 0.61 m para o sedimento mais leve, 0.51 m para o intermédio, e de 0.45 m para o sedimento mais grosseiro (ver Figura 49). Embora a altura máxima do banco de areia, formado por deposição, seja da mesma ordem de grandeza para qualquer dos sedimentos, verifica-se que a sua extensão é muito maior para o sedimento mais leve, em resultado da deposição da muito maior quantidade de areia erodidas imediatamente a montante.

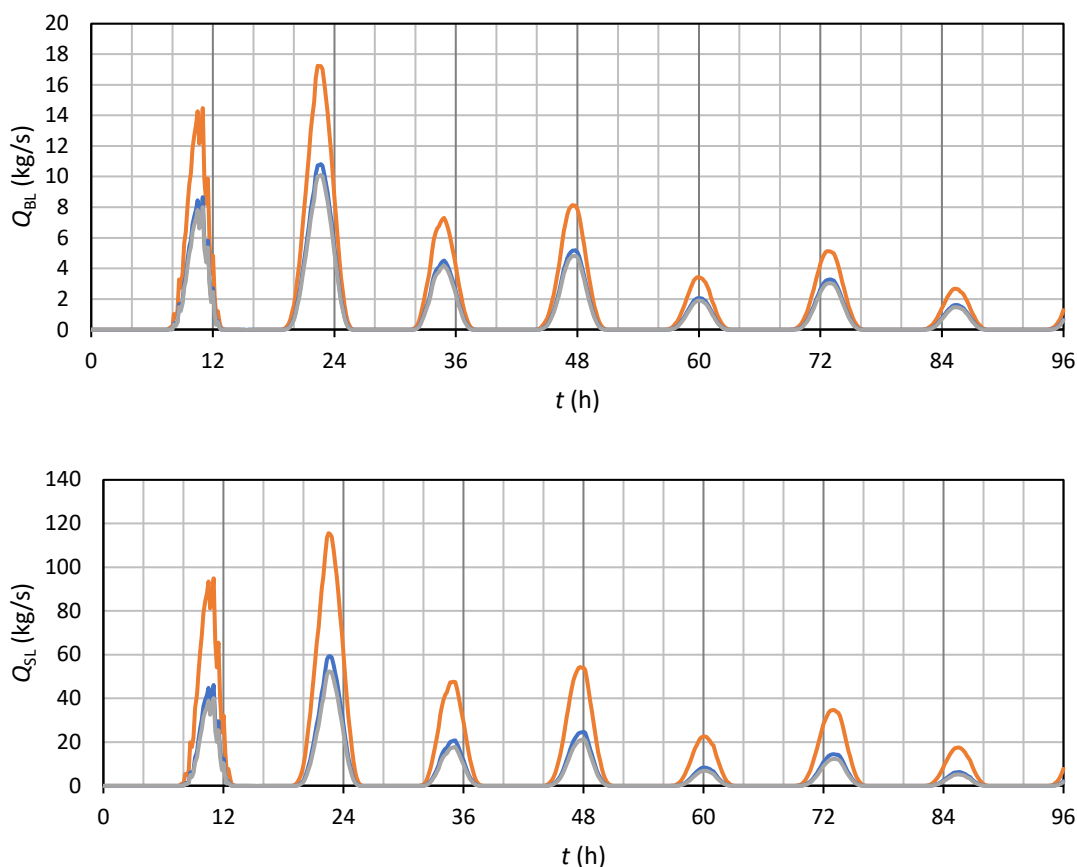


Figura 47: Caudais sedimentares na Foz. Por arrastamento (em cima) e em suspensão (em baixo). Cenário N13 (—); cenário N14 (—); cenário N15 (—)

Esta evolução dos fundos parece ser demasiado elevada para um tempo de simulação tão curto. Para as mesmas condições hidrodinâmicas e na mesma zona de análise, Almeida (2013) registou: para $\rho_s = 1900 \text{ kg/m}^3$, valores máximos de deposição e erosão de 0.027 m e 0.029 m, respetivamente; para $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$, uma acreção máxima de 0.008 m e uma erosão máxima de 0.01 m; para $\rho_s = 2800 \text{ kg/m}^3$, obteve uma deposição de 0.009 m e uma erosão de 0.008 m.

Os resultados para as duas classes de sedimentos mais densas são muito semelhantes, dado que as suas massas volúmicas diferem menos de 6 % uma da outra.

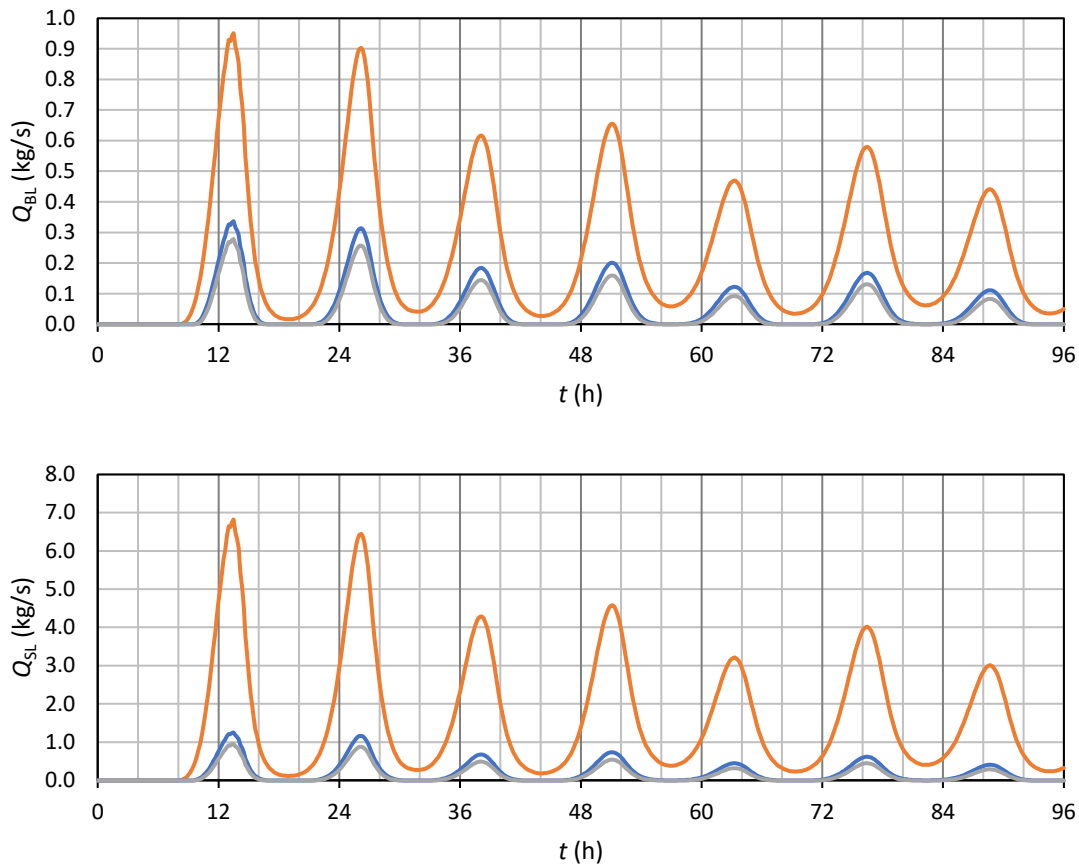


Figura 48: Caudais sedimentares em Crestuma. Por arrastamento (em cima) e em suspensão (em baixo). Cenário N13 (—); cenário N14 (—); cenário N15 (—).

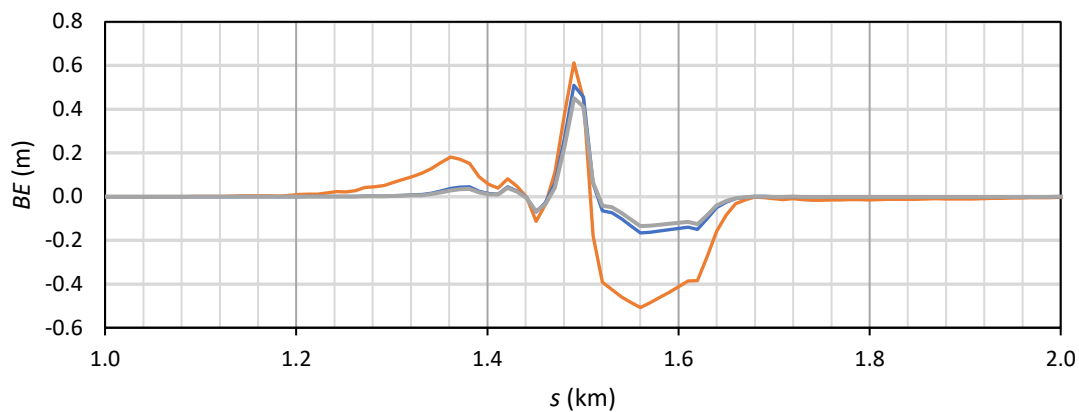


Figura 49: Evolução dos fundos para o canal entre os quebramares, ao quarto dia de simulação em preia-mar e em baixa-mar. Cenário N13 (—); cenário N14 (—); cenário N15 (—).

4.5.6. CENÁRIOS 16 E 17, LONGA DURAÇÃO

Os cenários N16 e N17 correspondem a situações de longa duração, respetivamente de 1 e 2 anos, para avaliar a evolução do transporte sedimentar ao longo do tempo. As simulações numéricas foram efetuadas para um período de 15 dias, tendo sido aplicado fatores morfológicos de 25 e 50, para os cenários N16 (1 ano) e N17 (2 anos). O caudal fluvial é constante e igual a $450 \text{ m}^3/\text{s}$ e a maré corresponde à série temporal da superfície livre obtida para o período de 1 a 15 de março de 2020, com NMML de 0.21 m (ver Figura 50). As partículas sedimentares são caracterizadas por $D_{50} = 200 \mu\text{m}$ e $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$.

Devido a instabilidade numérica, o cenário N16 não convergiu, pelo que apenas são apresentados resultados para o cenário N17.

Os resultados mostram que os caudais devidos à maré na secção da Foz são cerca de 3 vezes superiores ao caudal fluvial em Crestuma na enchente (valores negativos) e 4 vezes superiores ao caudal fluvial em Crestuma na vazante (valores positivos) (ver Figura 51). Esta relação de magnitudes entre os caudais de vazante e de enchente, não tem, no entanto, expressão no transporte de sedimentos. De facto, na secção de controlo da Foz, apenas nos ciclos de maré de maior amplitude é que os caudais sedimentares são não nulos durante a enchente, tomando valores bastante reduzidos (cf. Figura 52). Na fronteira de montante, os caudais sedimentares são claramente condicionados pela maré, embora sempre positivos (cf. Figura 53).

Cenário N17

No cenário com o tempo morfológico de 2 anos, verificam-se as seguintes alterações morfológicas (ver Figura 54, correspondente ao último instante da simulação):

- acreção de cerca de 6.3 m, a imediatamente a montante do Freixo, $s \approx 10 \text{ km}$;
- acreção de quase 5.4 m em frente ao Cais das Pedras $s \approx 4.6 \text{ km}$;
- na zona entre os quebramares e no sentido montante–jusante, acreção numa extensão de 400 m, com uma altura máxima de cerca de 2 m, seguida de erosão numa extensão de aproximadamente 500 m, com uma escavação máxima de quase 7 m, e finalmente uma zona de deposição numa extensão de cerca de 400 e altura máxima de 6 m.

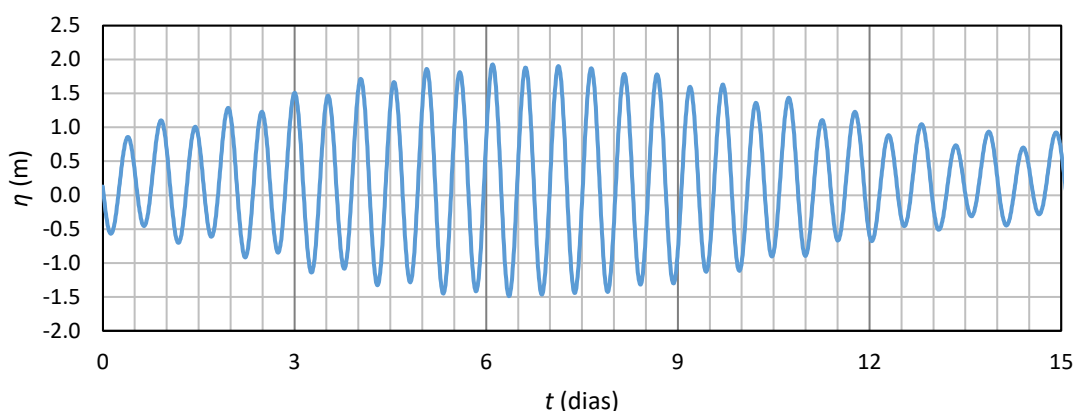


Figura 50: Maré com NMML de 0.21 m. Tempo referido às 00h00 UTC do dia 01/Mar/2020.

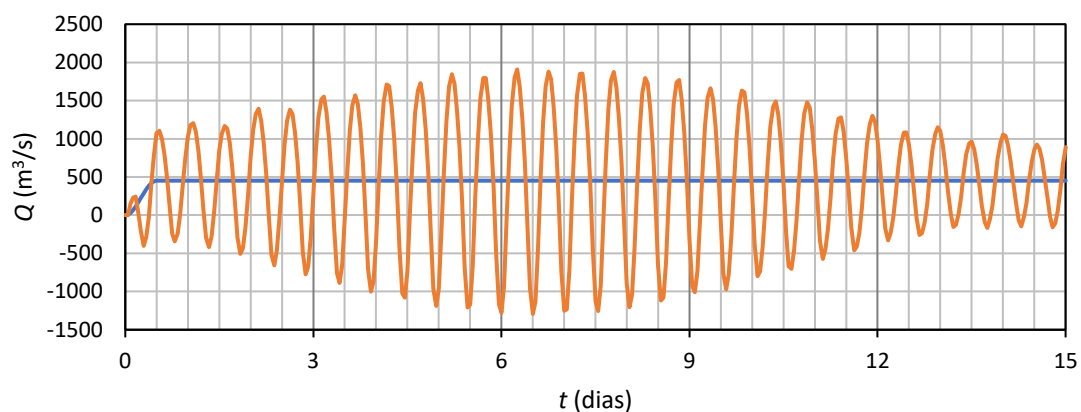


Figura 51: Caudais nas secções de controlo da Foz (—) e de Crestuma (—).

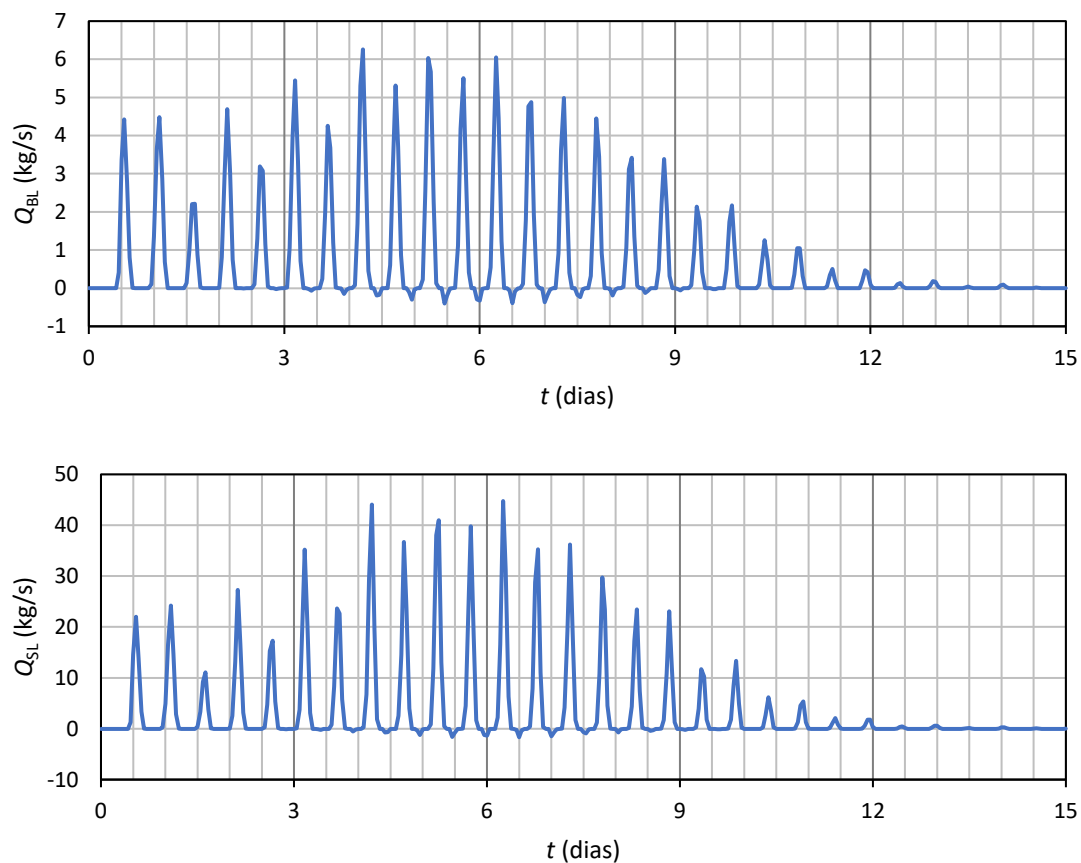


Figura 52: Caudais sedimentares na Foz. Por arrastamento (em cima) e em suspensão (em baixo).

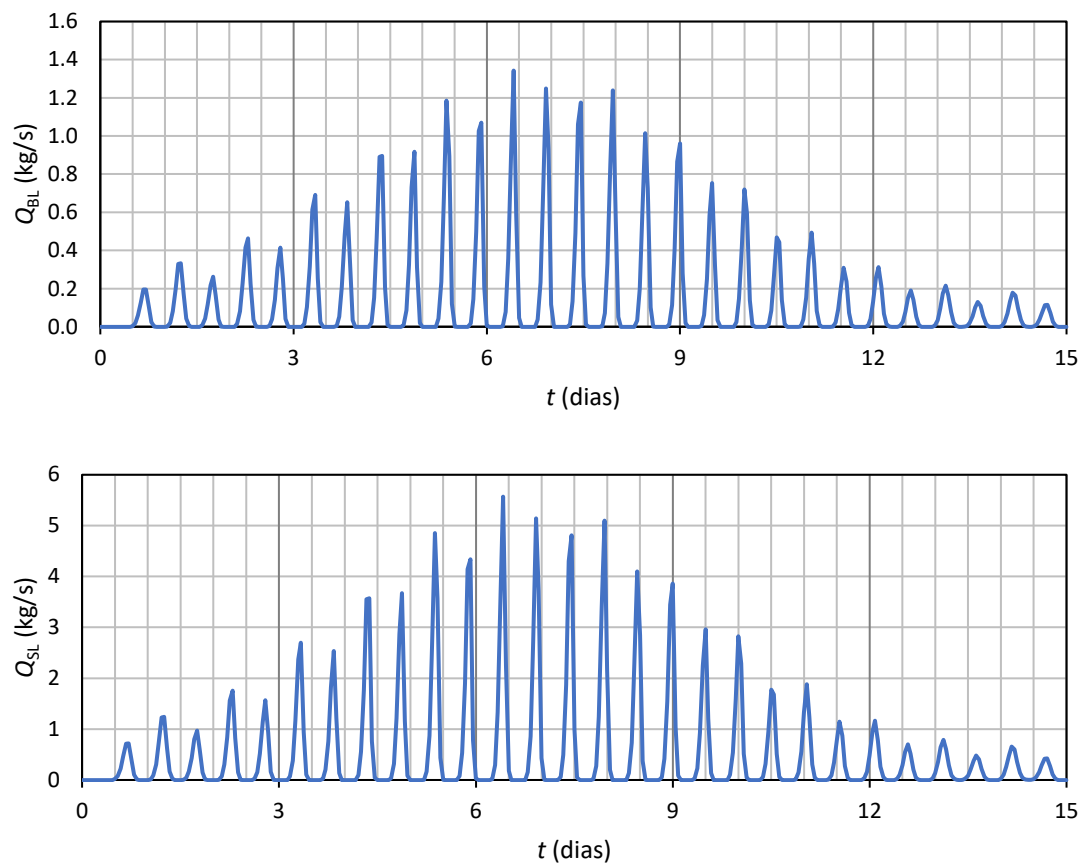


Figura 53: Caudais sedimentares em Crestuma. Por arrastamento (em cima) e em suspensão (em baixo).

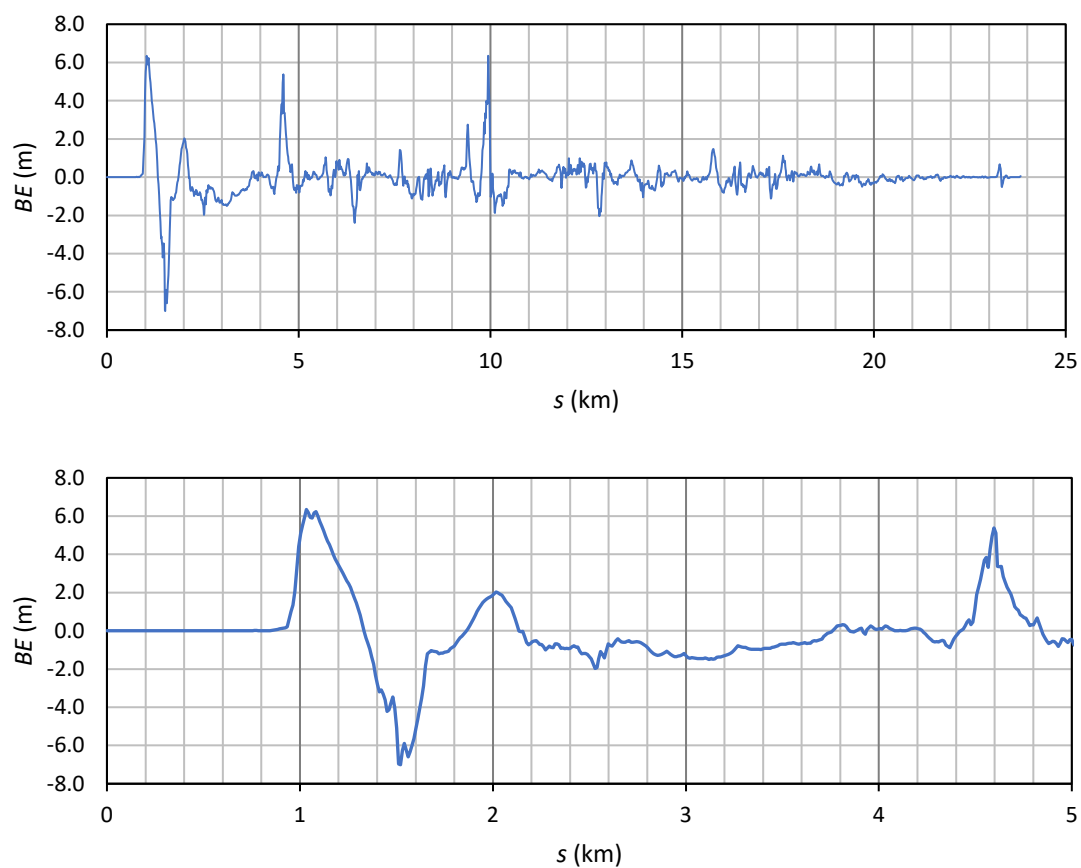


Figura 54: Cenário N17. Evolução de longo termo, 2 anos, dos fundos ao longo do estuário (em cima) e para o canal entre os quebramares (em baixo).

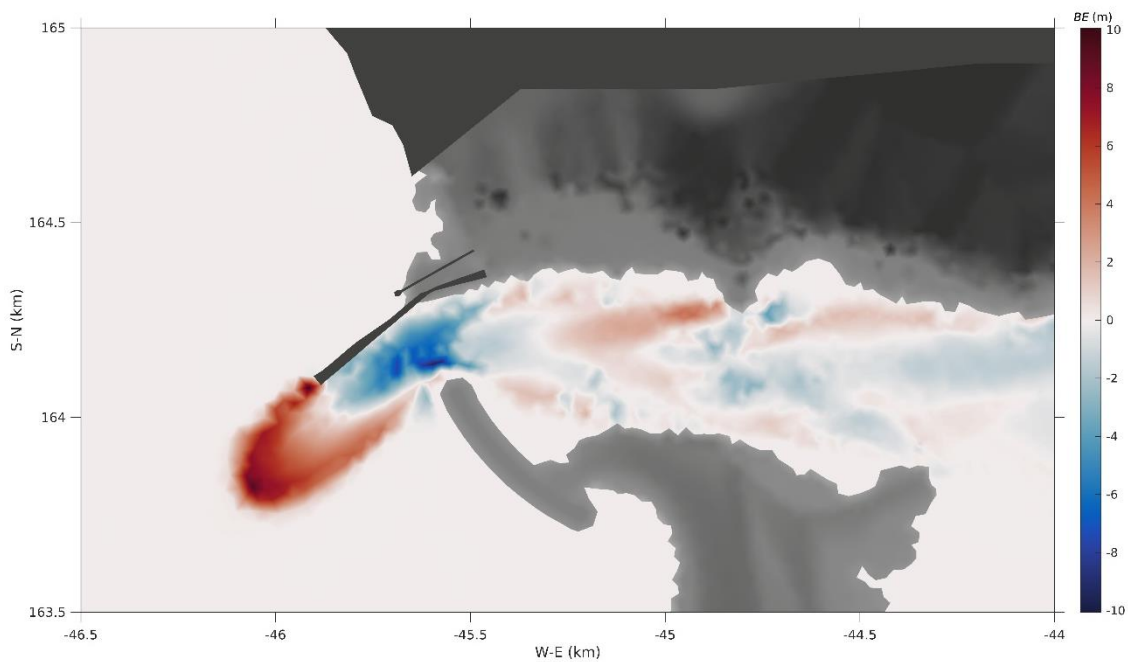


Figura 55: Cenário N17. Evolução do fundo, entre os quebramares, para o último instante da simulação.

5

ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS E EVENTOS EXTREMOS

As alterações climáticas, nomeadamente a subida do nível médio do mar, irão fazer aumentar o risco de inundação nas zonas costeiras. No caso de estuários, a ocorrência simultânea de um elevado caudal fluvial associado a um sistema de baixas pressões na região costeira, que conduza a uma elevação excecional do nível do mar, poderá resultar em níveis de cheia bastante elevados. Neste capítulo, analisam-se cenários de cheias no Douro para caudais de cheias associados a períodos de retorno de 20, 100 e 1000 anos, em conjugação com a elevação do nível médio do mar expectável, de acordo com os cenários RCP4.5 e RCP8.5 de emissão de gases de estufa do IPPC. Apenas será realizada a simulação hidrodinâmica destes cenários.

5.1. CENÁRIOS DE EVENTOS EXTREMOS

5.1.1. CAUDAIS DE CHEIA

As séries de caudais máximos anuais registados nas estações hidrométricas existentes em Crestuma e a jusante da barragem não estão disponíveis ao público. No entanto, uma análise da informação disponibilizada em APA (2012) permitiu concluir que os autores desse estudo terão efetuado uma análise estatística desses registos. Com base nos dados disponibilizados nesse estudo e ajustando uma distribuição extremos de Gumbel, é possível estimar os valores esperados dos caudais de ponta de cheia na secção de Crestuma, associados aos períodos de retorno de 20, 100 e 1000 anos (ver Tabela 11). Tal como num estudo realizado por Iglesias et al. (2020), não foram considerados eventuais modificações nos caudais de ponta de cheia devidas a alterações das condições futuras de precipitação na bacia ou na operação das barragens durante eventos extremos.

Tabela 10: Caudais de ponta de cheia para o rio Douro em Crestuma.

Período de retorno	T (anos)	20	100	1000
Caudal de cheia	Q (m ³ /s)	12 692	17 634	24 629

5.1.2. ELEVAÇÃO DA SUPERFÍCIE LIVRE NA FRONTEIRA OCEÂNICA

Os valores das elevações na fronteira oceânica tiveram em conta as variações extremas do nível do mar, propostas por Vousdoukas et al. (2017), para as projeções dos cenários de emissão de gases para o efeito de estufa RCP 4.5 e 8.5, para os anos horizonte 2050 e 2100. Estas variações estão referidas em relação ao nível médio base que corresponderá ao período de referência de 1970-2000 (Vousdoukas et al. 2016).

Os valores extremos do nível das águas do mar (ESL— *Extreme Sea Level*) incluem a soma dos efeitos devidos à subida do nível médio do mar, à maré (astronómica) de maior amplitude fisicamente possível, à sobrelevação meteorológica (*storm surge*), e à agitação marítima (*wave set-up*). O valor extremo do nível do mar, ESL, é calculado por:

$$ESL = SNM + \eta_{\text{maré}} + \eta_{w-ss}, \quad (33)$$

onde SNM é a subida do nível médio do mar, $\eta_{\text{maré}}$ é a elevação máxima devida à maré, e η_{w-ss} é o efeito conjunto da agitação marítima e da sobrelevação, calculada como:

$$\eta_{w-ss} = SSL + 0.2 \times H_s, \quad (34)$$

sendo SSL o nível da sobrelevação meteorológica devido às baixas pressões e ao *wind set-up* e H_s a altura de onda significativa.

Ao valor extremo do nível do mar, ESL, estimado por Vousdoukas et al. (2017), adicionou-se a diferença entre o nível médio do mar no período de referência, 1970-2000, e o NMM padrão, que se estimou ser NMML = 0.15 m.

5.1.3. PARÂMETROS FÍSICOS

No modelo numérico, considerou-se para os parâmetros hidrodinâmicos um coeficiente de viscosidade turbulenta $\nu_t = 1 \text{ m}^2/\text{s}$, um coeficiente de difusão para a salinidade e para a temperatura $\nu_T = 1 \text{ m}^2/\text{s}$, e um coeficiente atrito de Strickler $K_S = 40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$, anteriormente calibrado para caudais superiores a $1000 \text{ m}^3/\text{s}$. O efeito, no escoamento, do gradiente horizontal de densidade foi considerado, pelo que na fronteira fluvial na barragem de Crestuma-Lever, foi imposto um nível de salinidade nulo, $S = 0 \text{ kg/m}^3$, e uma temperatura da água $T = 8 \text{ }^\circ\text{C}$. Na fronteira oceânica, e também como condição inicial em todo o domínio computacional, foi imposta uma salinidade $S = 35.8 \text{ kg/m}^3$ e uma temperatura da água $T = 17 \text{ }^\circ\text{C}$ (Azevedo et al. 2006; deCastro et al. 2008; Pinto 2007).

As simulações têm uma duração computacional de 24 h, com um passo de tempo $\Delta t = 6 \text{ s}$. Todas as simulações têm um *ramping* inicial de 12 h para o valor do caudal.

5.1.4. CENÁRIOS

Os cenários analisados integram-se em cinco conjuntos: cenários históricos; RCP4.5 no ano 2050; RCP4.5 no ano 2100; RCP8.5 no ano 2050; RCP8.5 no ano 2100. Os cenários históricos assumem a não existência de alterações climáticas e terão por base as condições do período 1970–2000 (ver Tabela 12).

5.2. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.2.1. CENÁRIOS C1, C4, C7, C10 E C13, PERÍODO DE RETORNO DE 20 ANOS

Os cenários C1, C4, C7, C10 e C13 estão associados a um caudal fluvial de $12\,692 \text{ m}^3/\text{s}$ para um período de retorno de 20 anos. O único fator que os distingue é a elevação da superfície livre na fronteira oceânica conforme o efeito de estufa definido pelo IPCC associado a cada cenário.

Tabela 11: Cenários para análise de eventos extremos.

Cenários de Cheia		T (anos)	Q (m ³ /s)	ESL ³ (m)	ESL ⁴ (m)
Histórico	C1	20	12 692	3.58	3.73
Histórico	C2	100	17 634	4.02	4.17
Histórico	C3	1000	24 629	4.25	4.4
RCP4.5 2050	C4	20	12 692	4.01	4.16
RCP4.5 2050	C5	100	17 634	4.23	4.38
RCP4.5 2050	C6	1000	24 629	4.47	4.62
RCP4.5 2100	C7	20	12 692	4.18	4.33
RCP4.5 2100	C8	100	17 634	4.49	4.64
RCP4.5 2100	C9	1000	24 629	4.72	4.87
RCP8.5 2050	C10	20	12 692	4.03	4.18
RCP8.5 2050	C11	100	17 634	4.23	4.38
RCP8.5 2050	C12	1000	24 629	4.46	4.61
RCP8.5 2100	C13	20	12 692	4.44	4.59
RCP8.5 2100	C14	100	17 634	4.74	4.89
RCP8.5 2100	C15	1000	24 629	4.97	5.12

A Figura 29 representa a elevação da superfície livre ao longo do perfil longitudinal do rio para $s = 0 - 10$ km, desde a zona exterior aos quebramares do Douro até a um ponto imediatamente a montante do Freixo. A montante deste ponto, as diferenças de elevação para os vários cenários são insignificantes. É notória a mudança de nível verificada entre $s = 1$ km e $s = 2$ km, quando o escoamento atravessa a secção de controlo definida na Foz, entre o cabeço do quebramar sul e o quebramar norte e entra no oceano.

Da análise da Figura 56, conclui-se que apesar da diferença máxima no ESL de 0.76 m, a diferença de cota de inundação no interior do estuário para este período de retorno, não ultrapassará 0.50 m entre o cenário C1 (Histórico) e o cenário C13 (RCP8.5 2100). A montante do Freixo, essas diferenças são inferiores 0.10 m.

Comparando as Figuras B1 a B3 (cenário C1) com as Figuras B73 a B75 (cenário C13), conclui-se que as áreas de inundação são praticamente as mesmas com ligeiras alterações pontuais, geralmente não significativas, havendo, no entanto, um aparente aumento da área inundada nas margens do rio Tinto (Figuras B3 e B75).

Nestes cenários, a elevação da superfície livre leva à inundação das margens que possuem cotas inferiores aos 10 m (ver Figura 56). Analisando as Figuras C1, C4, C7, C10 e C13, conclui-se que, na

³ ESL referido ao nível médio do mar do período 1970–2000.

⁴ ESL referido ao NMM padrão.

margem do Porto, as áreas abaixo da Rua do Passeio Alegre, começando no Ténis da Foz e continuando pela Rua das Sobreiras e jardim do Calém até ao observatório das aves, ficam inundadas. Na margem de Vila Nova de Gaia, entre as áreas de inundação destacam-se a Baía de S. Paio, a Reserva Natural do estuário do Douro e a marginal de Vila Nova de Gaia até à Marina da Afurada, onde a urbanização a sul poderá sofrer inundações até à Rua Vasco da Gama.

Entre a Ponte da Arrábida e a Ponte Luiz I, a elevação da superfície livre não se altera muito entre os cenários extremos C1 e C13. Para esta zona, as Figuras C1, C4, C7, C10 e C13 mostram que nas margens do Porto, a Rua Aleixo da Mota é inundada. As margens do estuário desde o observatório das aves até à Ponte do Freixo apresentam uma certa irregularidade nas zonas inundadas devido à definição dos limites da zona com água na malha. A malha é constituída por elementos triangulares, pelo que a definição da fronteira entre zona seca (margem) e zona molhada (rio) não é indicada por uma linha de profundidade nula, mas pelas arestas dos elementos triangulares que contêm água ou não contêm água. Este artefacto numérico ocorre na representação de todos os cenários das alterações climáticas. Resulta daqui que a rua Nova da Alfândega, por exemplo, apresenta pequenos troços, não contínuos, de inundação. Isto resulta do facto se ter definido, nos algoritmos de representação dos resultados, uma altura mínima da lâmina de água de 4 cm, para que um ponto pudesse ser considerado como parte da zona molhada. Por essa razão, a Rua Nova da Alfândega sofrerá uma inundação contínua, sendo que nalguns troços a altura de água será inferior a 4 cm. A situação na Rua Nova da Alfândega poderá agravar-se, para qualquer período de retorno, em caso de rotura do sistema de drenagem de águas pluviais: (a) em caso de excesso de afluências, e dado que a descarga no rio estará impedida pelas válvulas de maré, a pressão nas condutas poderá levar ao transbordamento da água nas câmaras de visita; (b) em caso de mau funcionamento das válvulas de maré, poderá ocorrer uma inundação causada pelas águas fluviais cuja superfície livre se encontra a um nível superior ao da própria rua.

Entre a Ponte Luiz I e a Ponte do Freixo, constata-se que a Marina do Freixo fica inundada, bem como parte das margens do rio Tinto (mais pronunciado no cenário C13), perto da autoestrada na Zona do Neival. Na margem de Vila nova de Gaia, a zona dos cais e ribeira de Gaia sofrem inundações, tendo sido as caves de Vinho do Porto as mais afetadas. A zona de Quebrantões fica inundada, sendo que, a montante da Ponte do Freixo, essa inundação chega à torre Bella.

A restinga não apresenta qualquer tipo de alteração na área inundada entre os cinco cenários-sendo a sua secção Este (montante) a mais afetada. Portanto, para um caudal de 12 692 m³/s e diferentes níveis da água do mar (com uma diferença máxima de 0.76 m de ESL entre os cinco cenários) a restinga mantém o nível de inundação.

Como se pode observar nas Figuras B4, B22, B40, B58, e B76, o campo de velocidades do escoamento, é muito semelhante para os cinco cenários. A velocidade da corrente atinge um máximo de 6 m/s entre os quebramares (entre $s = 1$ km e $s = 2$ km), sendo mais elevada para o cenário C13 (cf. Figura 57). Conclui-se ainda que o caudal de 12 692 m³/s é suficiente para galgar o quebramar destacado, registando-se elevadas velocidades sobre o mesmo (cf. Figuras B5, B23, B41, B59 e B77). Como se pode observar nas Figuras 56 e 57, a entrada do escoamento no oceano corresponde não só a uma diminuição acentuada da elevação da superfície livre, mas também a uma diminuição muito acentuada da velocidade do escoamento.

A distribuição do número de Froude para estes cinco cenários é muito semelhante (ver Figuras B6, B24, B42, B60 e B78). Sobre o quebramar destacado e no braço de T que o liga à restinga, o número de Froude é superior a 1, elo que é expectável a formação de ressalto hidráulico, com elevada dissipação de energia sobre estas estruturas.

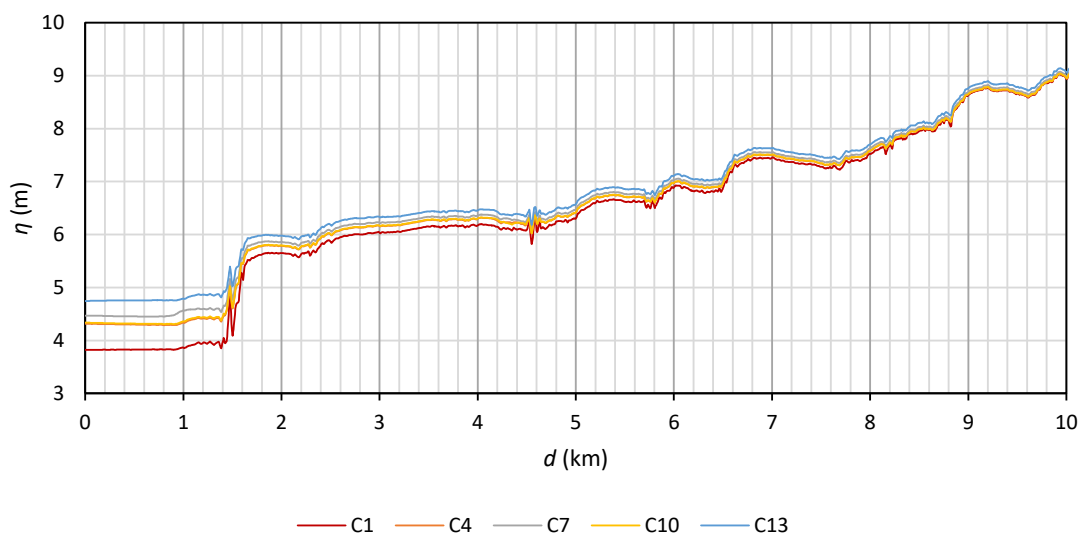


Figura 56: Período de retorno $T = 20$ anos. Perfil longitudinal da elevação da superfície livre.

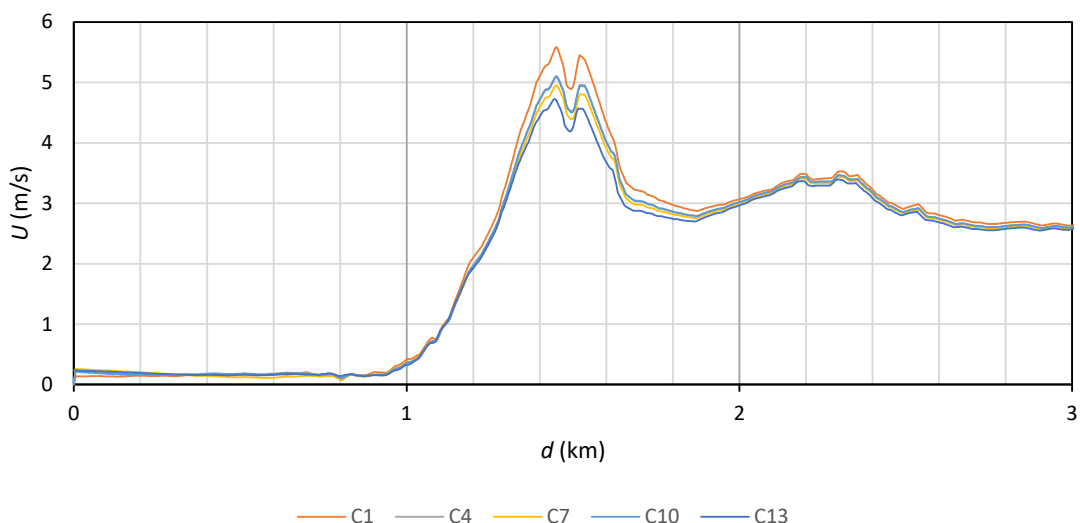


Figura 57: Período de retorno $T = 20$ anos. Perfil longitudinal da velocidade da corrente.

5.2.2. CENÁRIOS C2, C5, C8, C11, C14, PERÍODO DE RETORNO DE 100 ANOS

Os cenários C2, C5, C8, C11 e C14 estão associados a um caudal fluvial de $17\,634\text{ m}^3/\text{s}$, para um período de retorno de 100 anos. O único fator que os distingue é a elevação da superfície livre na fronteira oceânica conforme o efeito de estufa definido pelo IPCC associado a cada cenário.

Como se pode observar na Figura 58, a elevação da superfície livre ao longo do perfil longitudinal do rio, para $s = 0 - 10\text{ km}$, desde a zona exterior aos quebra-mares do Douro até a um ponto imediatamente a montante do Freixo, pouco varia entre os cinco cenários. Conclui-se assim que a influência da subida do nível médio do mar no nível de água no interior estuário é muito reduzida.

A distribuição da elevação da superfície livre, para os cenários C2, C5, C8, C11 e C14 (ver Figuras B7, B25, B43, B61 e B79, respetivamente), é muito semelhante no interior do estuário, não apresentando diferenças significativas entre cenários. Nas mesmas figuras, também se pode observar a configuração

da restinga que, comparativamente com a configuração dos cenários para o período de retorno de 20 anos, sofreu uma redução parcial da área emersa na secção este, com a diminuição da área da ilha resultante.

As Figuras C2, C5, C8, C11 e C14, mostram que não há diferenças relevantes nas áreas de inundação entre a Foz e a Ponte da Arrábida, quando comparadas com as do período de retorno $T = 20$ anos (cf. Figuras C1, C4, C7, C10 e C13), à exceção de um terreno abandonado entre a Rua do Aleixo e a Rua da Mocidade da Arrábida.

Entre a Ponte da Arrábida e a Ponte Luiz I apenas o cenário C14 (ver Figura B80) se distingue ligeiramente dos outros (ver Figuras B8, B26, B44 e B62) pela maior área ocupada pelo patamar entre os 8 e os 9 m de elevação na secção em questão. Neste troço, as Figuras C2, C5, C8, C11 e C14 destacam, em comparação com os cenários para $T = 20$ anos, a zona da Alfândega, onde a zona do parque de estacionamento se encontra inundada, dando continuidade pela Rua Nova da Alfândega. Na margem de Vila Nova de Gaia, as zonas inundadas têm um aumento muito reduzido em relação aos cenários para $T = 20$ anos.

Para o último troço, entre a Ponte Luiz I e a Ponte do Freixo, não há praticamente diferença entre as distribuições da elevação da superfície livre para os cinco cenários em análise. Na zona do Freixo nota-se agora uma maior área de inundação nas margens do rio Tinto e do rio Torto, quando se compara com os cenários para $T = 20$ anos.

Os campos de velocidade do escoamento são muito semelhantes para os cinco cenários (ver Figuras B10, B28, B46, B64 e B82 e Figuras B11, B29, B47, B65 e B83). Foi atingido um máximo de 7 m/s para o cenário C14 entre os quebramares (entre $s = 1$ km e $s = 2$ km) (ver Figura 59), e as velocidades entre o km 1 e 2 decrescem conforme a diminuição da elevação da superfície livre de cada cenário (ver Figura 59). A entrada do escoamento no oceano corresponde não só a uma diminuição acentuada da elevação da superfície livre, mas também a uma diminuição muito acentuada da velocidade do escoamento (cf. Figuras 58 e 59).

A distribuição do número de Froude para estes cinco cenários é muito semelhante (ver Figuras B12, B30, B48, B66 e B84). Sobre o quebraamar destacado e no braço de T que o liga à restinga, e no canal entre o quebraamar norte e o molhe de Felgueiras, o número de Froude é superior a 1, elo que é expectável a formação de ressalto hidráulico, com elevada dissipação de energia nestas zonas.

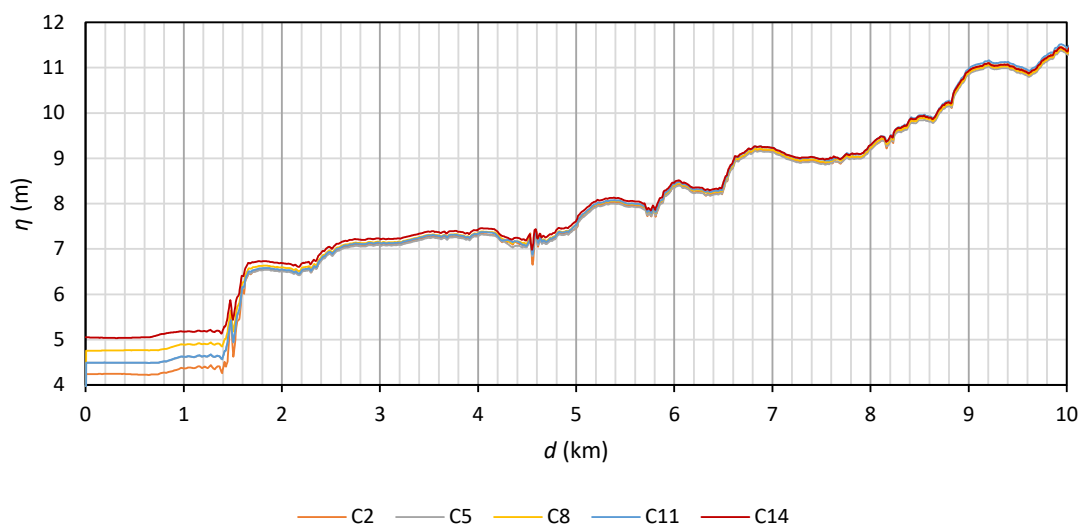


Figura 58: Período de retorno $T = 100$ anos. Perfil longitudinal da elevação da superfície livre.

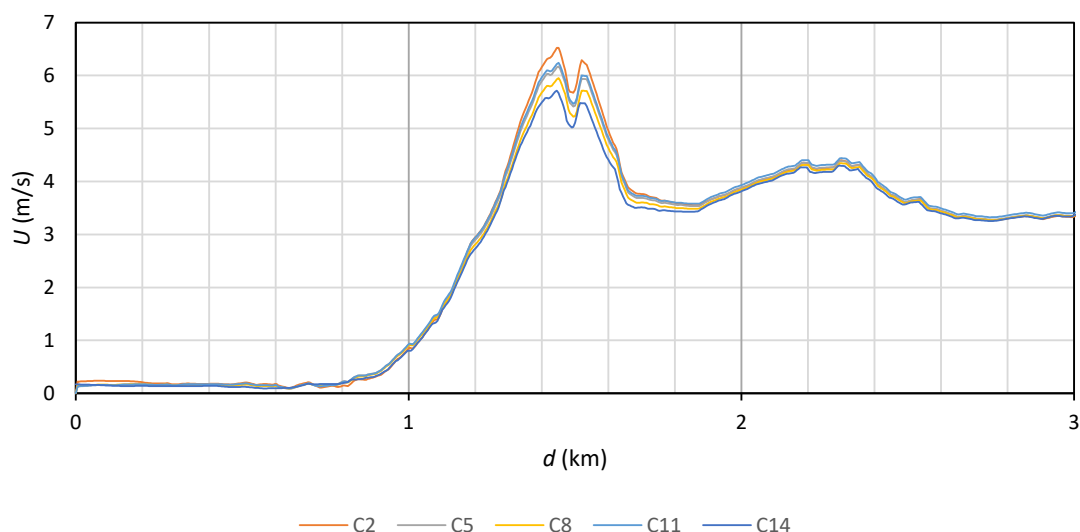


Figura 59: Período de retorno $T = 100$ anos. Perfil longitudinal da velocidade da corrente.

5.2.3. CENÁRIOS C3, C6, C9, C12, C15, PERÍODO DE RETORNO DE 1000 ANOS

Os cenários C3, C6, C9, C12 e C15 estão associados a um caudal fluvial de $24\,629\text{ m}^3/\text{s}$, para um período de retorno de 1000 anos. O único fator que os distingue é a elevação da superfície livre na fronteira oceânica conforme o efeito de estufa definido pelo IPCC associado a cada cenário.

Analisando a Figura 60, que representa a elevação da superfície livre ao longo do perfil longitudinal do rio, desde a zona exterior aos quebra-mares do Douro até a um ponto imediatamente a montante do Freixo, verificamos que a elevação da superfície livre não se diferencia entre os cinco cenários, a partir de $s = 5\text{ km}$ aproximadamente. Da análise dos quinze cenários relativos aos eventos extremos, conclui-se que quanto maior o período de retorno, e, portanto, quanto maior o caudal de cheia, menor a influência que as variações do nível do mar associadas às alterações climáticas têm na definição das zonas de inundação no estuário do Douro.

Entre a Foz e a Ponte da Arrábida, as diferenças entre as elevações da superfície livre para os cinco cenários (ver figuras B13, B31, B49, B67 e B85) praticamente não se fazem sentir. De facto, as diferenças da elevação de superfície livre entre os cinco cenários não modificam em praticamente nada as áreas do território estuarino afetadas pelas inundações. No entanto, o maior ou menor nível das águas no exterior da restinga poderá facilitar a passagem da água sobre a restinga ou uma eventual rotura da restinga junto ao seu enraizamento. Na face este da restinga, o nível de água atinge nestes cenários um nível superior a 8.0 m , quando junto ao seu enraizamento a cota da restinga varia entre 8.2 e 8.7 m .

Entre a Pontes da Arrábida e a Ponte Luiz I, não há diferença entre as áreas inundadas nestes cinco cenários (cf. Figuras B14, B32, B50, B68 e B86, e Figuras C3, C6, C9, C12 e C15). Neste troço e na margem do Porto, em comparação com os cenários para $T = 20$ anos e $T = 100$ anos, as zonas inundadas são agora mais extensas na zona da Alfândega, onde o parque de estacionamento ficará inundado com uma profundidade superior à calculada para os períodos de retorno mais curtos. A Rua Nova da Alfândega, em relação aos cenários anteriores, ficou inundada com uma altura de água maior (superior a 1 m – ver Figuras 58 e 60). Na margem de Vila Nova de Gaia não há diferenças significativas na mancha de inundação.

Entre a Ponte Luiz I e a Ponte do Freixo, não se nota diferença alguma entre os cinco cenários (ver Figuras B15, B33, B51, B69 e B87), em termos de nível e área de inundação. Comparativamente com

os cenários para $T = 20$ anos e $T = 100$ anos, nota-se um ligeiro aumento das inundações na margem norte a montante da Ponte do Freixo, assim como uma maior área de inundação nos vales dos rios Tinto e Torto (ver Figuras C3, C6, C9, C12 e C15). Na margem sul, a área inundada na zona de Quebrantões é ligeiramente mais extensa nestes cinco cenários.

O valor máximo da velocidade de escoamento foi de 10 m/s no cenário C15 (ver Figuras 59 e B16, B34, B52, B70 e B88) entre os quebramares (para $s = 1 - 2$ km) (ver Figura 59, Figuras e B16, B34, B52, B70 e B88, e Figuras B17, B35, B53, B71 e B89).

A distribuição do número de Froude para estes cinco cenários (ver Figuras B18, B36, B54, B72 e B90) mostra zonas com escoamento próximo do crítico na região entre o quebramar destacado e o quebramar norte; a existência de escoamento rápido sobre o quebramar destacado e o braço de T que o liga à restinga; a existência de escoamento rápido no canal entre o quebramar norte e o molhe de Felgueiras; e a existência de escoamento rápido junto à face norte do molhe de Felgueiras, mostrando que o escoamento fluvial contornou este molhe e chegou ao mar sobre a praia do Ourigo.

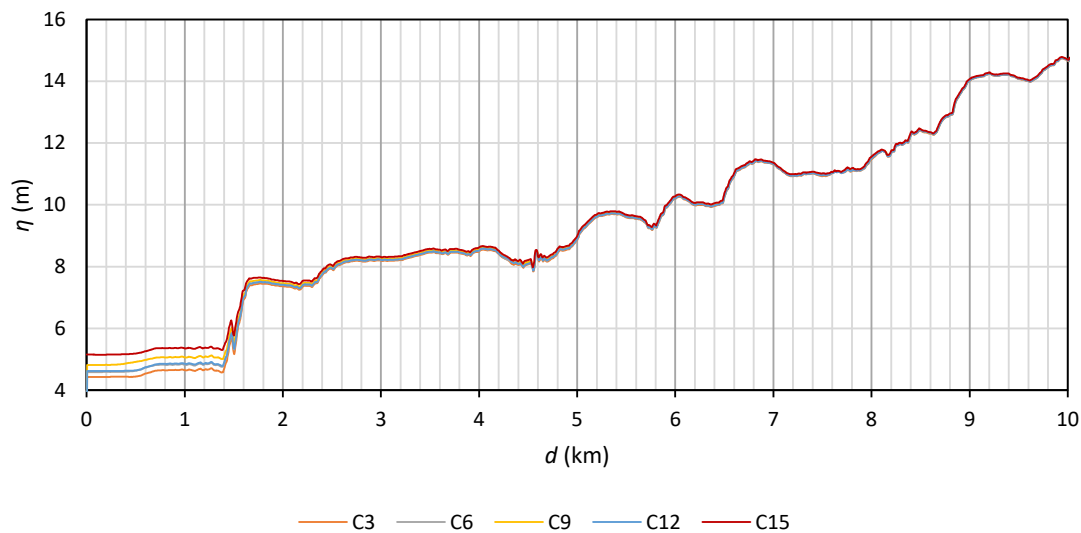


Figura 60: Período de retorno $T = 1000$ anos. Perfil longitudinal da elevação da superfície livre.

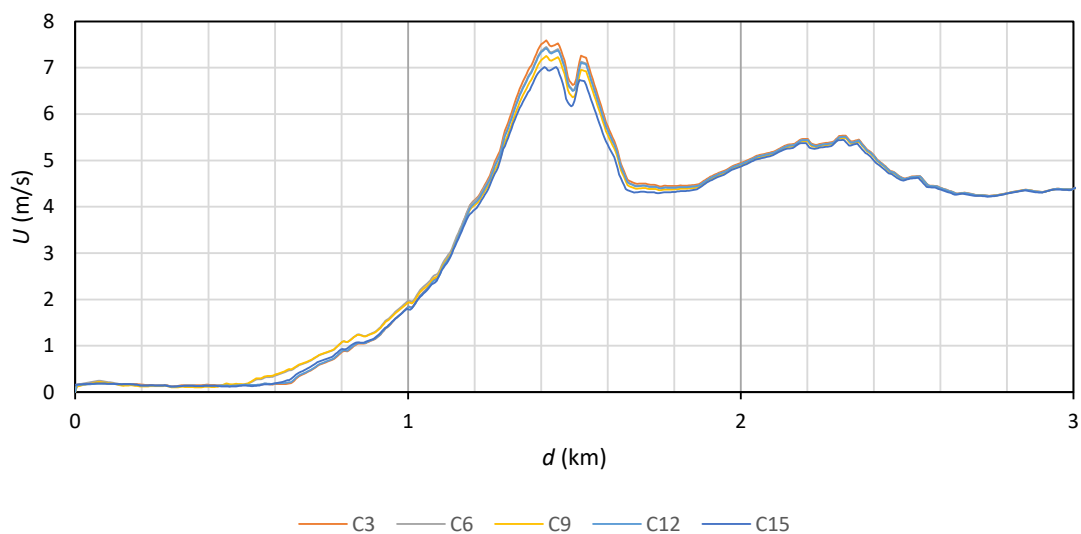


Figura 61: Período de retorno $T = 1000$ anos. Perfil longitudinal da velocidade da corrente.

6

CONCLUSÕES

6.1. CONCLUSÕES DA APLICAÇÃO MORFODINÂMICA

Conclui-se que o caudal produz um transporte sedimentar por arrastamento e em suspensão significativo, assim como as consequentes evoluções de fundo, a partir de 700 m³/s. Apesar de ter sido imposto um caudal sedimentar por arrastamento nulo em Crestuma, o modelo introduziu um caudal por arrastamento não nulo que aumenta quadraticamente com o caudal. Este caudal por arrastamento diminui significativamente ao longo do estuário, sendo 2 a 4 vezes menor na secção de controlo da Foz, para os maiores caudais fluviais.

Por outro lado, a maré, nomeadamente a de águas-vivas, produz um maior transporte sedimentar por arrastamento no fluxo de enchente e por suspensão no fluxo de vazante, assim como maiores níveis de deposição/erosão, entre os quebramares.

Quando os dois forçamentos são aplicados simultaneamente, mostrou-se que um caudal de 450 m³/s, conjugada com uma maré intermédia, provoca uma variação periódica dos caudais sedimentares na foz, apresentando um caudal nulo no fluxo de enchente e máximo no fluxo de vazante. O efeito da maré faz-se sentir em Crestuma com um padrão oscilatório, tendo um caudal sedimentar nulo na enchente e não nulo na vazante. Conclui-se que um caudal de 450 m³/s ou uma maré intermédia não conseguem transportar sedimentos isoladamente, mas que em conjunto conseguem iniciar e manter o transporte sedimentar.

O diâmetro dos sedimentos não tem mostrado uma relação proporcional entre o tamanho considerado e o caudal sedimentar por arrastamento, obtendo o máximo caudal para sedimentos de diâmetro intermedio ($D_{50} = 375 \mu\text{m}$) em ambas as secções consideradas (Foz e Crestuma). Foi observado que quanto mais fino o sedimento, maior o caudal sedimentar em suspensão. O transporte sedimentar observado durante o fluxo de vazante produz uma evolução dos fundos que é máxima entre os quebramares. Esta evolução é mais acentuada quanto mais fino o sedimento.

A densidade dos sedimentos também tem um efeito no caudal sedimentar por arrastamento e em suspensão. Estes caudais são inversamente proporcionais à densidade das partículas, por isso, quanto maiores os caudais, menor a densidade. A evolução dos fundos é tanto maior quanto menos denso é o sedimento, sendo máxima na zona dos quebramares.

6.2. CONCLUSÕES PARA OS CENÁRIOS DE EVENTOS EXTREMOS FACE A ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS

Os resultados obtidos neste trabalho permitem afirmar que para o mesmo período de retorno, diferentes valores extremos do nível das águas do mar (ESL— *Extreme Sea Level*) praticamente em nada modificam as zonas de possível inundação no interior do estuário. Por outro lado, verifica-se que para qualquer um dos caudais de ponta de cheia associados aos períodos de retorno de 20, 100 e 1000 anos, não se verifica o galgamento da restinga. Porém, o efeito das cheias observado na restinga pode não ser real. De facto, antes da constru  o do quebramar, caudais superiores a 10 000 m³/s provocavam a rotura da restinga, nomeadamente por arrastamento de sedimentos e por galgamento. Assim, uma análise morfo-hidrodinâmica destes cenários poderá conduzir a situa  es de rotura da restinga e níveis de inunda  o mais baixos. Contudo, após a constru  o dos mesmos, a restinga ao longo do tempo tem-se tornado mais resistente e a probabilidade de não rotura    mais elevada. O atual estrangulamento da veia líquida na zona entre os quebramares, faz com que o nível de água no interior do estuário esteja 2.0 m, 1.5 m e 1.2 m, acima do nível do mar, para os cenários com um período de retorno de respetivamente 1000, 100 e 20 anos.

Sendo apenas marginalmente afetada pelo nível do mar considerado, a eleva  o da superfície livre no interior do estuário é essencialmente fun  o do caudal fluvial, como se mostra na Figura 62 para os cenários Históricos.

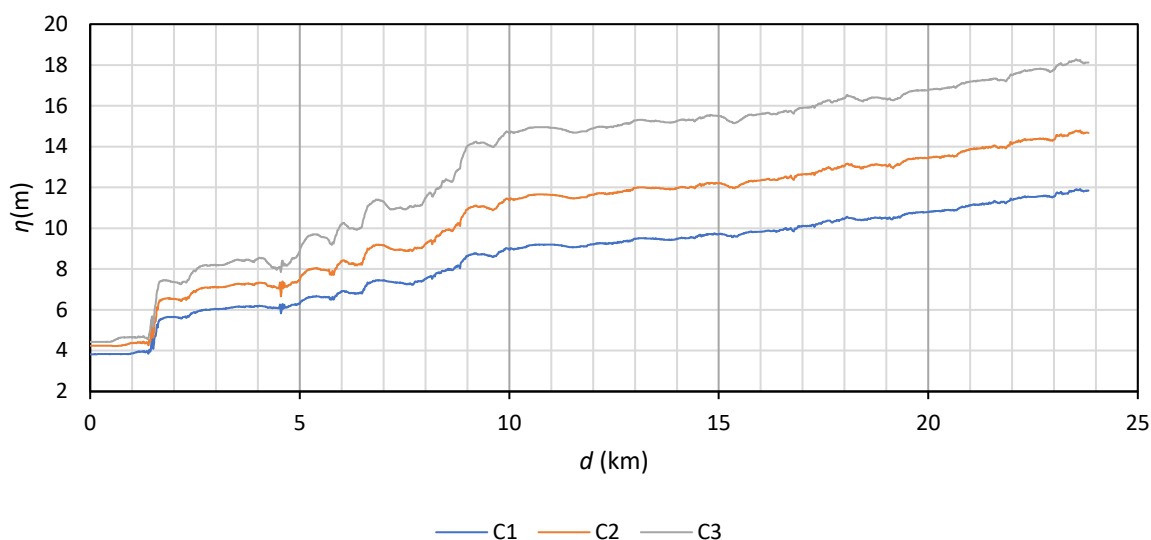


Figura 62: Eleva  o da superfície livre ao longo do estuário para os três cenários Históricos: C1 para $T = 20$ anos, C2 para $T = 100$ anos e C3 para $T = 1000$ anos.

Dos resultados das simula  es efetuadas pode-se concluir que as velocidades do escoamento entre os quebramares são as mais elevadas ao longo de todo o estuário e são tanto maiores quanto menor o valor extremo do nível do mar (ESL) considerado.

Também se concluiu que quanto mais elevado o período de retorno dos cenários (associado ao caudal de cheia), menor a influência do aumento do ESL no nível de água no interior do estuário. Assim, para o período de retorno de 20 anos, deixa de se observar influência do ESL entre $s = 9$ km e $s = 10$ km, para o período de retorno de 100 anos entre $s = 5$ km e $s = 6$ km, e para o período de retorno de 1000 anos entre $s = 1$ km e $s = 2$ km.

A análise das zonas inundadas, na região entre a Foz do Douro e a Ponte do Freixo, permite concluir que estas se localizam a uma cota inferior a 10 m. As principais zonas afetadas são as do Passeio Alegre, Alfândega, montante da Ponte do Freixo — zona do Neival (vales dos rios Tinto e Torto) e margens do lado de Vila Nova de Gaia —, marina da Afurada e urbanização acima da mesma, ribeira e cais de Gaia — nomeadamente as caves do Vinho do Porto — e Quebrantões.

6.3. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Como sugestões para trabalhos futuros, salienta-se:

- a utilização do módulo TELEMAC3D que permitirá uma simulação completa da distribuição dos sedimentos em suspensão, permitindo representar a estratificação da coluna de água e uma distribuição de velocidades verticais variável;
- considerar uma distribuição granulométrica variada ao longo do estuário, com a variação de areias de muito grosseiras a finas;
- considerar outras formulações de transporte sedimentar no módulo morfodinâmico;
- considerar um coeficiente de atrito variável ao longo do estuário e nas margens;
- incorporar um modelo de turbulência;
- implementar um módulo de ondas acoplado ao módulo hidrodinâmico e ao módulo sedimentar que permita simular, de forma completa, o transporte sedimentar não só no estuário, mas também na área costeira adjacente;
- considerar cenários adicionais com diferentes gamas de caudais e ciclos de marés que permitam representar, de uma forma mais completa, as diferentes condições hidrodinâmicas no estuário e a sua interação com os depósitos sedimentares;
- considerar cenários com uma maré sinusoidal de amplitude constante, de modo a avaliar o efeito da maré da amplitude da onda de maré no transporte sedimentar (por suspensão e por arrasto) com o modelo já estabilizado;
- considerar cenários com períodos de simulação de pelo menos um ciclo completo de maré, para analisar os processos morfodinâmicos a curto e a longo prazo.

Na tentativa de simulação dos cenários de alterações climáticas com o modelo hidrodinâmico acoplado ao morfodinâmico, observou-se um transporte sedimentar excessivo ao longo do talvegue do rio, bem como escavações irrealistas nas fronteiras oceânicas. Assim, uma sugestão para trabalhos futuros, será a realização de um maior número de simulações, com diferentes combinações de modelos de transporte sedimentar e diferentes opções de caracterização das tensões de corte, por forma a melhor simular o transporte sedimentar no estuário. De igual forma, será necessária uma análise dos problemas numéricos na fronteira oceânica. Estando estes problemas resolvidos, já será possível analisar a influência das alterações de batimetria no comportamento morfo-hidrodinâmico do estuário em cenários de longo prazo e em cenários de cheia não estacionários.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, J. (2013). “Modelação da Hidrodinâmica e Dinâmica Sedimentar do Estuário do Rio Douro.” Tese de Mestrado. Universidade do Minho.
- Alvarez, I., Gomez-Gesteira, M., DeCastro, M., and Dias, J. M. (2008). “Spatiotemporal evolution of upwelling regime along the western coast of the Iberian Peninsula.” *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(7), C07020.
- Antunes, C. (2007). “Previsão de Marés dos Portos Principais de Portugal. FCUL Webpage.” <http://webpages.fc.ul.pt/~cmantunes/hidrografia/hidro_mares.html>.
- APA. (2012). *Plano de Gestão da Região Hidrográfica do Douro (RH3). Relatório de Base. Parte 2 — Caracterização e Diagnóstico da Região Hidrográfica*. Agência Portuguesa do Ambiente.
- APA. (2014). *Questões Significativas da Gestão da Água (QSiGA). Região Hidrográfica do Douro (RH3)*. Agência Portuguesa do Ambiente.
- APA. (2016). *Plano de Gestão de Região Hidrográfica. Parte 2 — Caracterização e Diagnóstico. Região Hidrográfica Do Douro (RH3)*. Agência Portuguesa do Ambiente.
- APA. (2021). “Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos.” <<https://snirh.apambiente.pt/>> (Mar. 17, 2021).
- Avilez-Valente, P. (2000). “Método de Elementos Finitos para a Modelação a Uma e Duas Dimensões Horizontais da Propagação de Ondas de Gravidade em Engenharia Costeira.” Tese de Doutoramento. Univerdade de Coimbra.
- Azevedo, I. C., Bordalo, A. A., and Duarte, P. M. (2010). “Influence of river discharge patterns on the hydrodynamics and potential contaminant dispersion in the Douro estuary (Portugal).” *Water Research*, 44(10), 3133–3146.
- Azevedo, I. C., Duarte, P. M., and Bordalo, A. A. (2006). “Pelagic metabolism of the Douro estuary (Portugal) – Factors controlling primary production.” *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69(1–2), 133–146.
- Bastos, L., Bio, A., Pinho, J. L. S., Granja, H., and Jorge da Silva, A. (2012). “Dynamics of the Douro estuary sand spit before and after breakwater construction.” *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 109, 53–69.
- Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., Ingalls, S., Kim, S. H., Ladner, R., Marks, K., Nelson, S., Pharaoh, A., Trimmer, R., von Rosenberg, J., Wallace, G., and Weatherall, P. (2009). “Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30_PLUS.” *Marine Geodesy*, 32(4), 355–371.
- Böhle, M., Etling, D., Müller, U., Sreenivasan, K. R., Riedel, U., and Warnatz, J. (2004). *Prandtl's*

Essentials of Fluid Mechanics. Springer.

- Brown, J. M., and Davies, A. G. (2010). "Flood/ebb tidal asymmetry in a shallow sandy estuary and the impact on net sand transport." *Geomorphology*, Elsevier, 114(3), 431–439.
- Celik, I., and Rodi, W. (1988). "Modeling suspended sediment transport in nonequilibrium situations." *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(10), 1157–1191.
- Consulmar. (1995). *Estudo das Obras Necessárias à Melhoria da Acessibilidade e das Condições de Segurança na Barra do Douro – 1ª Fase – Estudo de Soluções Alternativas – Volume 1 – Memória Geral Tomo 2*. Consulmar, Projectistas e Consultores, Lda, Lisboa.
- Corti, S., and Pennati, V. (2000). "A 3-D hydrodynamic model of river flow in a delta region." *Hydrological Processes*, 14(13), 2301–2309.
- Courant, R., Friedrichs, K., and Lewy, H. (1928). "Über die partiellen Differenzengleichungen der mathematischen Physik." *Mathematische Annalen*, 100, 32–74.
- Cronin, K. M., Devoy, R. J. N., and Gault, J. (2007). "Modelling estuarine morphodynamics on the south coast of Ireland." *Journal of Coastal Research*, (50), 475–479.
- Dam, G., Van der Wegen, M., Labeur, R. J., and Roelvink, D. (2016). "Modeling centuries of estuarine morphodynamics in the Western Scheldt estuary." *Geophysical Research Letters*, 43(8), 3839–3847.
- Day, J. H. (1980). "What is an estuary?" *South African Journal of Science*, 76, 198.
- Day, J. H. (1981). "The nature, origin and classification of estuaries." *Estuarine Ecology: With Particular Reference to Southern Africa*, J. H. Day, ed., Balkema, Rotterdam, 1–6.
- deCastro, M., Gómez-Gesteira, M., Lorenzo, M. N., Alvarez, I., and Crespo, A. J. C. (2008). "Influence of atmospheric modes on coastal upwelling along the western coast of the Iberian Peninsula, 1985 to 2005." *Climate Research*, 36(2), 169–179.
- Dias, B., and Coutinho, A. (1998). "Dragagens no Porto de Leixões e barra do Douro — Década de 90: Alimentação artificial da faixa costeira adjacente." *Seminário sobre Dragagens, Dragado e Ambientes Costeiros*, G. Soares de Carvalho, F. Veloso Gomes, and F. Taveira Pinto, eds., Associação EuroCoast-Portugal, 123–133.
- Dionne, J. C. (1963). "Towards a more adequate definition of the St. Lawrence Estuary." *Zeitschrift für Geomorphologie*, 7, 36–44.
- Dyer, K. R. (1995). "Sediment transport processes in estuaries." *Developments in Sedimentology*, 53(C), 423–449.
- ECOIS. (2008). *Estuarine contributions to inner shelf dynamics*. Relatório Final

- POCTI/CTA/48461/2002. Fundação para a Ciência e Tecnologia.
- Egbert, G. D., and Bennett, A. F. (1994). "TOPEX / POSEIDON tides estimated using a global inverse model." *Journal of Geophysical Research Oceans*, 99, 24821–24852.
- Einstein, H. A. (1942). "Formulas for the transportation of bedload." *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 107, 561–597.
- European Commission. (2011). *Guidelines on the Implementation of the Birds and Habitats Directives in Estuaries and Coastal Zones*. Publications Office of the European Union.
- Hervouet, J. M. (2000). "TELEMAC modelling system: an overview." *Hydrological Processes*, 14(13), 2209–2210.
- Hervouet, J. M. (2007). *Hydrodynamics of Free Surface Flows: Modelling with the Finite Element Method*. John Wiley & Sons.
- Hervouet, J. M., Denis, C., and David, E. (2011). "Revisiting the Thompson boundary conditions." *Proceedings of the XVIIIth TELEMAC Users Club Conference*, 142–147.
- Hickin, E. J. (1995). *River geomorphology*. Chichester ; New York : Wiley, ©1995.
- Hodgkin, E. P., and Lenanton, R. C. (1981). "Estuaries and Coastal Lagoons of South Western Australia." *Estuaries and Nutrients*, 307–321.
- Horritt, M. S., and Bates, P. D. (2002). "Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation." *Journal of Hydrology*, 268(1–4), 87–99.
- Hu, K., Ding, P., Wang, Z., and Yang, S. (2009). "A 2D/3D hydrodynamic and sediment transport model for the Yangtze Estuary, China." *Journal of Marine Systems*, 77(1–2), 114–136.
- Huntley, D. A., Coco, G., and O'Hare, T. J. (2004). "Abstracted modelling as a tool for understanding and predicting coastal morphodynamics." *Journal of Coastal Research*, (39), 21–27.
- Huybrechts, N., and Villaret, C. (2010). "Comparison between 2D and 3D modelling of sediment transport: application to the dune evolution." *River Flow*, 887–893.
- HydroQual. (2002). *Users Manual, Version 1.3*. HydroQual, Inc, Mahwah, NJ, USA.
- Iglesias, I., Almeida, C. M. R., Teixeira, C., Mucha, A. P., Magalhães, A., Bio, A., and Bastos, L. (2020). "Linking contaminant distribution to hydrodynamic patterns in an urban estuary: The Douro estuary test case." *Science of the Total Environment*, 707, 135792.
- Iglesias, I., Avilez-Valente, P., Bio, A., and Bastos, L. (2019a). "Modelling the main hydrodynamic patterns in shallow water estuaries: The Minho case study." *Water*, 11, 1040.

- Iglesias, I., Bio, A., Bastos, L., and Avilez-Valente, P. (2021). “Estuarine hydrodynamic patterns and hydrokinetic energy production: The Douro estuary case study.” *Energy*, 119972.
- Iglesias, I., Pinho, J. L., Venâncio, S., Avilez-Valente, P., Peixoto, R., and Vieira, J. M. (2018). “Simulação de níveis de cheia no estuário do rio Douro, antes e após a construção dos molhes.” *Revista Recursos Hídricos*, 39(1), 21–30.
- Iglesias, I., Venâncio, S., Pinho, J. L., Avilez-Valente, P., and Vieira, J. M. P. (2019b). “Two Models Solutions for the Douro Estuary: Flood Risk Assessment and Breakwater Effects.” *Estuaries and Coasts*, 42(2), 348–364.
- IH. (2016). “Modelo Batimétrico Douro (Resolução Espacial — 100 metros).” <<https://www.hidrografico.pt/op/33>> (Mar. 17, 2021).
- Impacte. (1996). *Estudo das Obras Necessárias à Melhoria da Acessibilidade e das Condições de Segurança na Barra do Douro*. Lisboa.
- IPCC. (2013). *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis*. (T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. M. B. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley, eds.), Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Jones, J. E., and Davies, A. M. (2010). “Application of a finite element model to the computation of tides in the Mersey Estuary and Eastern Irish Sea.” *Continental Shelf Research*, 30(5), 491–514.
- Knaapen, M. A. F., and Joustra, R. (2012). “Morphological acceleration factor : usability , accuracy and run time reductions.” *Proceedings of the XIXth Telemac-Mascaret User Conference*, S. Bourban, N. Durand, and J. M. Hervouet, eds., HR Wallingford Ltd, 27–32.
- Kostaschuk, R. A., and Luternauer, J. L. (1989). “The role of the salt-wedge in sediment resuspension and deposition: Fraser River estuary, Canada.” *Journal of Coastal Research*, 5(1), 93–101.
- Kragtwijk, N., Zitman, T. J., Stive, M. J. F., and Wang, Z. B. (2004). “Morphological response of tidal basins to human interventions.” *Coastal Engineering*, 51(3), 15.
- Lanzoni, S. (2002). “Long-term evolution and morphodynamic equilibrium of tidal channels.” *Journal of Geophysical Research*, 107(C1), 3001.
- Larson, M., Capobianco, M., Jansen, H., Rozynski, G., Southgate, H. N., Stive, M., Wijnberg, K. M., and Hulscher, S. (2003). “Analysis and modelling of field data on coastal morphodynamic evolution over yearly and decadal time scales. Part 1: Background and Linear Techniques.” *Journal of Coastal Research*, 19(4), 760–775.
- Lesser, G. R., Roelvink, J. A., Van Kester, J. A. T. M., and Stelling, G. S. (2004). “Development and validation of a three-dimensional morphological model.” *Coastal Engineering*, 51, 883–915.
- Liu, H., Tajima, Y., and Sato, S. (2010). “Long-term monitoring on the sand spit morphodynamics at

- the Tenryu River mouth.” *Proceedings of the 32nd International Conference on Coastal Engineering, Shanghai, China*, J. M. Smith and P. Lynett, eds., ASCE, 1–15.
- Lynch, D. R., and Gray, W. G. (1979). “A wave equation model for finite element tidal computations.” *Computers & Fluids*, 7(3), 207–228.
- Magalhães, F. (2001). “Os sedimentos da plataforma continental portuguesa: contrastes espaciais, perspetiva temporal, potencialidades económicas.” Instituto Hidrográfico, Lisboa.
- Martelo, A. F., Trombetta, T. B., Lopes, B. V., Marques, W. C., and Möller, O. O. (2019). “Impacts of dredging on the hydromorphodynamics of the Patos Lagoon estuary, southern Brazil.” *Ocean Engineering*, 188, 10.
- Melo, W. W. (2020). “Análise da Morfodinâmica de Estuários sob o Efeito das Mudanças Climáticas.” Universidade do Minho.
- Monteiro, I. O., Marques, W. C., Fernandes, E. H., Gonçalves, R. C., and Möller, O. O. (2011). “On the effect of earth rotation, river discharge, tidal oscillations, and wind in the dynamics of the Patos Lagoon coastal plume.” *Journal of Coastal Research*, 27(1), 120–130.
- O’Brien, M. P. (1969). “Equilibrium flow areas of inlets on sandy coasts.” *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 95, 43–52.
- OTM. (2020). *GAIA UserManual Version v8p2*. OpenTELEMAC-MASCARET Group.
- Paola, C., and Voller, V. R. (2005). “A generalized Exner equation for sediment mass balance.” *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(4), 1–8.
- Parker, B. B. (2007). *Tidal Analysis and Prediction*. NOAA, NOS Center for Operational Oceanographic Products and Services Silver Spring, MD.
- Peixoto, R. (2016). “Modelação Hidrodinâmica do Estuário do Douro: Cenários de Cheia e Influência dos Novos Molhes.” Tese de Mestrado. Universidade do Porto.
- Perillo, G. M. E. (1989). “New geodynamic definition of estuaries.” *Revista Geofísica*, 31, 281–287.
- Perillo, G. M. E. (1995). “Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Developments in Sedimentology.” *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*, G. M. E. Perillo, ed., Elsevier Science, 17–47.
- Pinto, J. (2007). “Influência do Regime de Escoamento Fluvial na Hidrologia e Dinâmica do Estuário do Douro.” Tese de Licenciatura. Universidade de Évora.
- Portela, L. I. (2002). *Plano Específico de Extração de Inertes do Rio Douro: Caracterização Morfodinâmica do Estuário do Rio Douro*. 215/02-NEC, LNEC, Lisboa.

- Portela, L. I. (2008). "Sediment transport and morphodynamics of the Douro River estuary." *Geo-Marine Letters* 2007 28:2, Springer, 28(2), 77–86.
- Potter, I. C., Chuwen, B. M., Hoeksema, S. D., and Elliott, M. (2010). "The concept of an estuary: A definition that incorporates systems which can become closed to the ocean and hypersaline." *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 87, 497–500.
- Prandle, D., Lane, A., and Manning, A. J. (2006). "New typologies for estuarine morphology." *Geomorphology*, 81(3–4), 309–315.
- Pritchard, R. W. (1967). *What is an Estuary: Physical Viewpoint*. (G. H. Lauff, ed.), American Association for the Advancement of Science, Washington D.C.
- Ramette, M. (1981). *Guide d'Hydraulique Fluviale 1 et 2*. EDF, Chatou.
- Reis, J. (2005). *Caracterização da Maré do Porto de Leixões*. PT OC 05/05, Proj. OC 22 RM03, Instituto Hidrográfico, Lisboa.
- Van Rijn, L. (1984a). "Sediment Transport: Part II: Suspended load transport." *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(11), 8–9.
- Van Rijn, L. (1984b). "Sediment transport, Part I: Bed load transport." *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(10), 1431–1456.
- Robins, P. E., and Davies, A. G. (2010). "Morphological controls in sandy estuaries: the influence of tidal flats and bathymetry on sediment transport." *Ocean Dynamics*, 60, 507–517.
- Rocha, J. S., and Alves, E. (2002). *Plano Específico Preliminar de Extração de Inertes na Albufeira de Crestuma-Lever, Rio Douro*. Report 186/ 02-NHE, LNEC, Lisboa.
- Rouse, H. (1937). "Modern conceptions of the mechanics of turbulence." *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 102, 463–543.
- Roy, P. S., Williams, R. J., Jones, A. R., Yassini, I., Gibbs, P. J., Coates, B., West, R. J., Scanes, P. R., Hudson, J. P., and Nichol, S. (2001). "Structure and Function of South-east Australian Estuaries." *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53(3), 351–384.
- de Saint-Venant, A. J. C. B. (1871). "Théorie du mouvement non permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et à l'introduction des marées dans leur lit." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 73, 148–154, 237–240.
- Sakho, I., Mesnage, V., Deloffre, J., Lafite, R., Niang, I., and Faye, G. (2011). "The influence of natural and anthropogenic factors on mangrove dynamics over 60 years: The Somone Estuary, Senegal." *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 94(1), 93–101.
- Sánchez, J. F. (2020). "Estrategias y planes de protección de la costa española para el control de la

erosión y la adaptación al cambio climático.” *Conferência Ibérica sobre Adaptação às Alterações Climáticas*, Agência Portuguesa do Ambiente.

Schwartz, M. (1982). *The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments*. Hutchinson Ross Publishing Company USA.

Silva, M. (2000). “Estuários — Critérios para uma classificação ambiental.” *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 5(1), 23–35.

Suursaar, Ü., Jaagus, J., Kont, A., Ravis, R., and Tõnisson, H. (2008). “Field observations on hydrodynamic and coastal geomorphic processes off Harilaid Peninsula (Baltic Sea) in winter and spring 2006–2007.” *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 80(1), 31–41.

Tambroni, N., Bolla Pittaluga, M., and Seminara, G. (2005). “Laboratory observations of the morphodynamic evolution of tidal channels and tidal inlets.” *Journal of Geophysical Research*, 110(F04009), 23.

Thomas, C. G., Spearmanb, J. R., and Turnbull, M. J. (2002). “Historical morphological change in the Mersey Estuary.” *Continental Shelf Research*, 22, 1775–1794.

Thompson, K. W. (1987). “Time dependent boundary conditions for hyperbolic systems.” *Journal of Computational Physics*, 68(1), 1–24.

Veloso-Gomes, F. M., Taveira-Pinto, F. de A., and Paredes, G. M. (2009). “Estudo da Evolução da Fisiografia da Restinga do Rio Douro desde 2002.” *4^{as} Jornadas de Hidráulica, Recursos Hídricos e Ambiente*, FEUP, Porto, 10.

Vera Cruz, D. (1968a). *Praia de Copacabana. Estudo em Modelo Reduzido*. Relatório Técnico. LNEC.

Vera Cruz, D. (1968b). “Praia de Copacabana. Estudo do Alargamento em Modelo Reduzido. Alimentação Submarina.” Relatório Técnico. LNEC.

Vera Cruz, D. (1969). *Praia de Copacabana. Estudo em Modelo Reduzido. Processo Misto Programado de Alimentação*. Relatório Técnico. LNEC.

Vieira, M. E. C., and Bordalo, A. A. (2000). “The Douro estuary (Portugal): A mesotidal salt wedge.” *Oceanologica Acta*, 23(5), 585–594.

Villaret, C., Hervouet, J. M., Kopmann, R., Merkel, U., and Davies, A. G. (2013). “Morphodynamic modeling using the Telemac finite-element system.” *Computers & Geosciences*, 53, 105–113.

Vousdoukas, M. I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., and Feyen, L. (2017). “Extreme sea levels on the rise along Europe’s coasts.” *Earth’s Future*, 5(3), 304–323.

Vousdoukas, M. I., Voukouvalas, E., Annunziato, A., Giardino, A., and Feyen, L. (2016). “Projections

of extreme storm surge levels along Europe.” *Climate Dynamics*, 47(9–10), 3171–3190.

Wan, Y., Gu, F., Wu, H., and Roelvink, D. (2014). “Hydrodynamic evolutions at the Yangtze Estuary from 1998 to 2009.” *Applied Ocean Research*, 47, 291–302.

Warner, J. C., Sherwood, C. R., Signell, R. P., Harris, C. K., and Arango, H. G. (2008). “Development of a three-dimensional, regional, coupled wave current and sediment transport model.” *Computer and Geosciences*, 34, 1284–1306.

Warren, I. R., and Bach, H. K. (1992). “MIKE 21: a modelling system for estuaries, coastal waters and seas.” *Environmental Software*, 7(4), 229–240.

Wu, W. (2007). *Computational River Dynamics*. Taylor & Francis/Balkema.

Anexo A

FIGURAS — CENÁRIOS N1 A N15

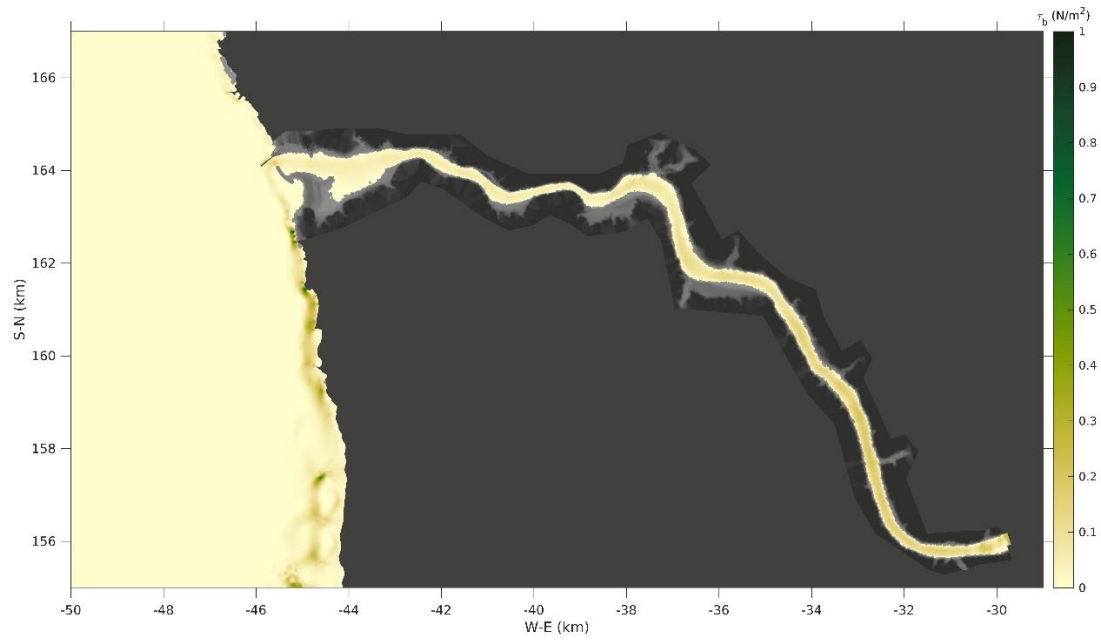


Figura A1: Cenário N1. Tensão de corte no leito, para $t = 96$ h.

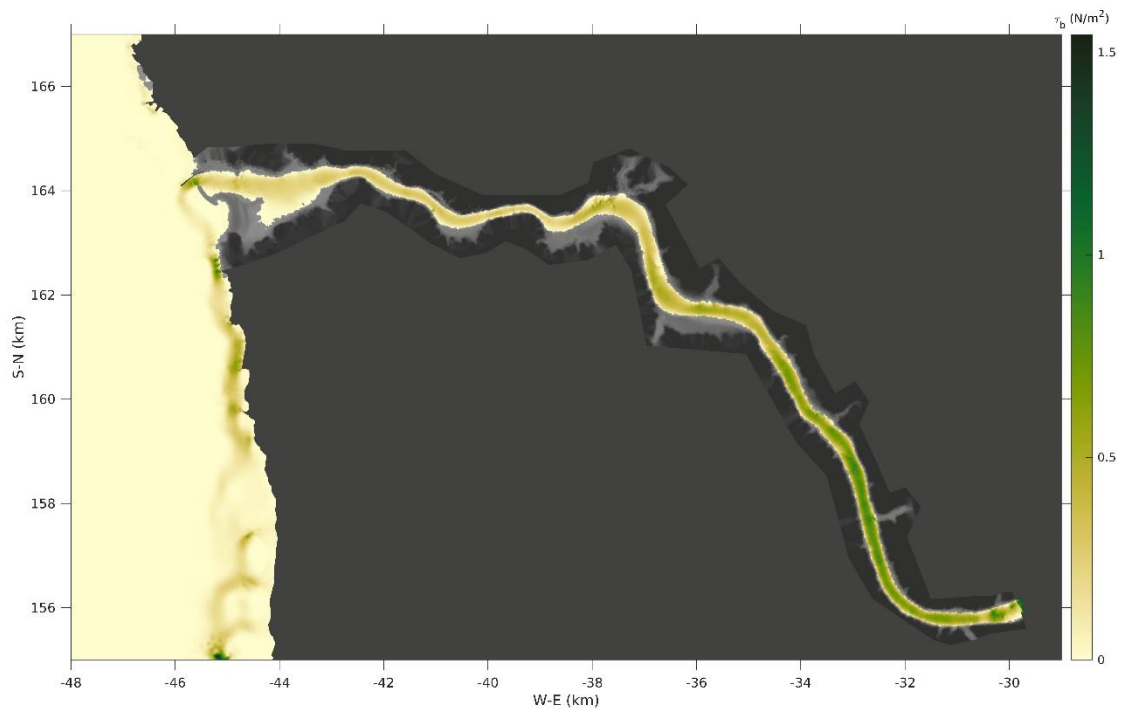


Figura A2: Cenário N2. Tensão de corte no leito, para $t = 96$ h.

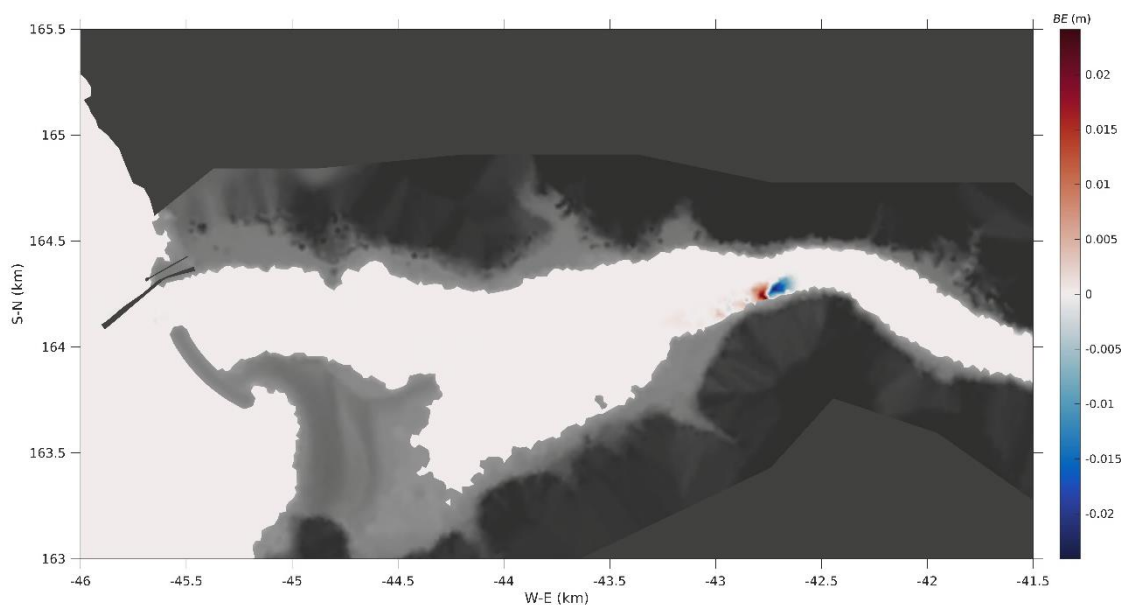


Figura A3: Cenário N2. Evolução dos fundos no estuário inferior, para $t = 96$ h.

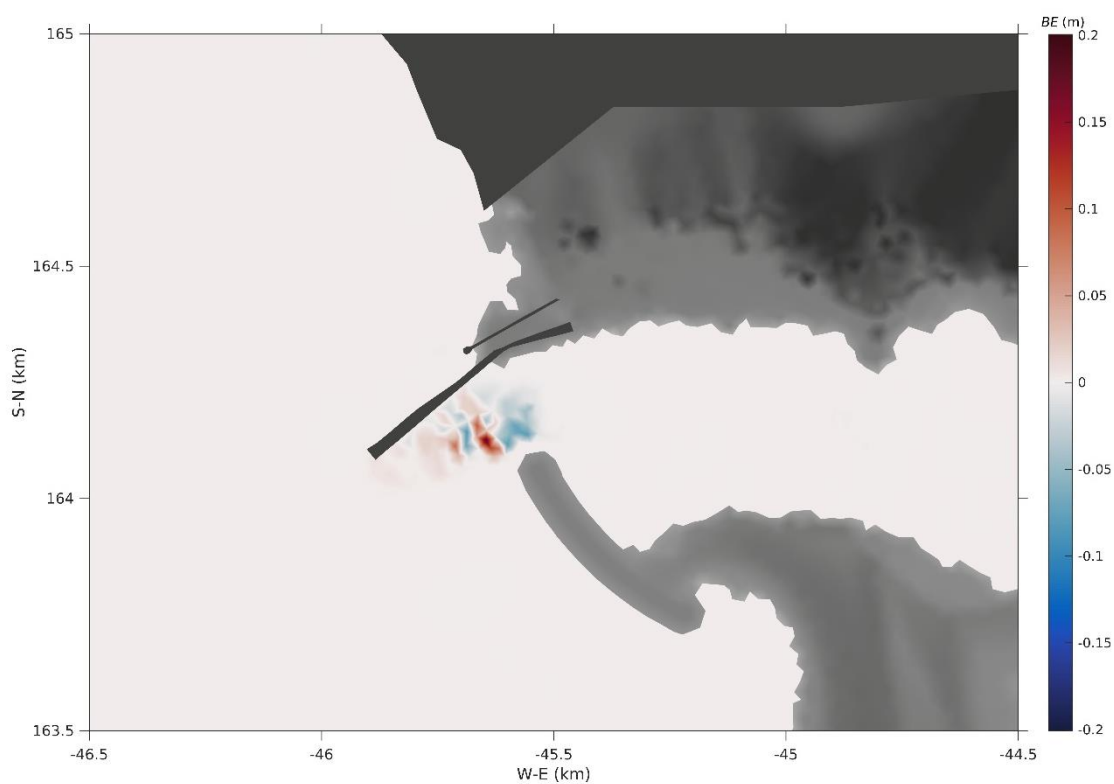


Figura A4: Cenário N3. Evolução dos fundos no canal entre os quebramares, para $t = 96$ h.

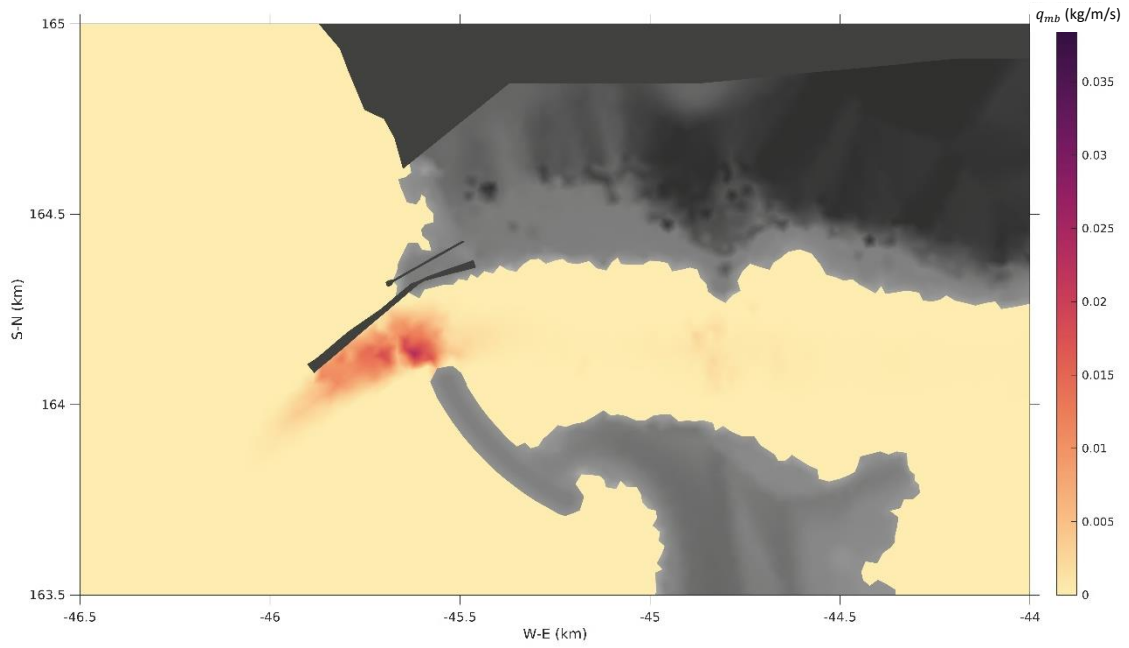


Figura A5: Cenário N4. Transporte sedimentar por arrastamento por unidade de largura, na zona dos quebramares, para $t = 96$ h.

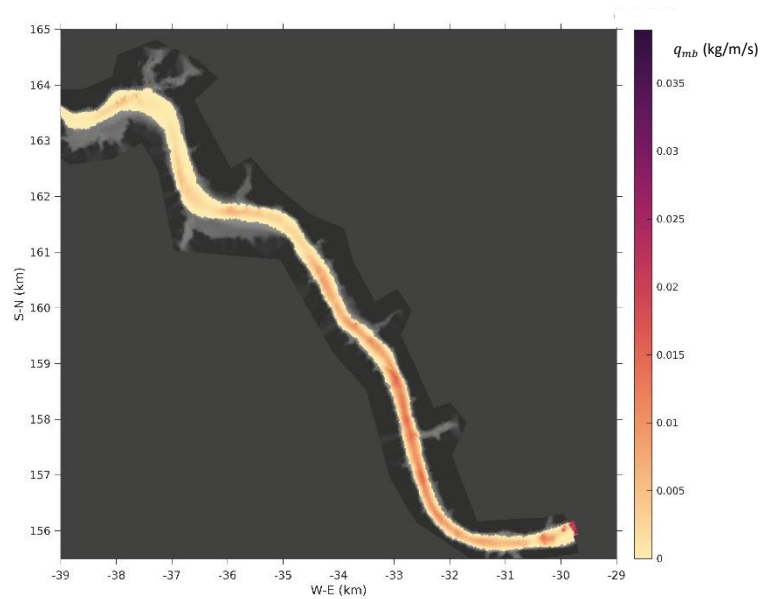


Figura A6: Cenário N4. Transporte sedimentar por arrastamento por unidade de largura no estuário intermédio, para $t = 96$ h.

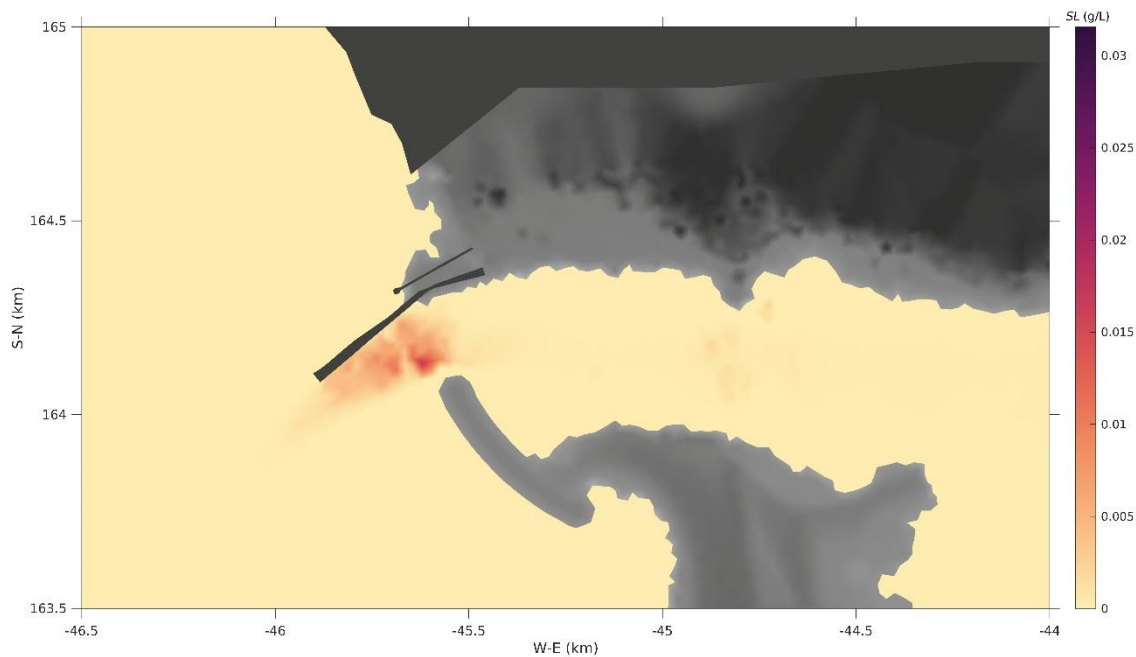


Figura A7: Cenário N4. Concentração dos sedimentos em suspensão, na zona dos quebra-mares, para $t = 96$ h.

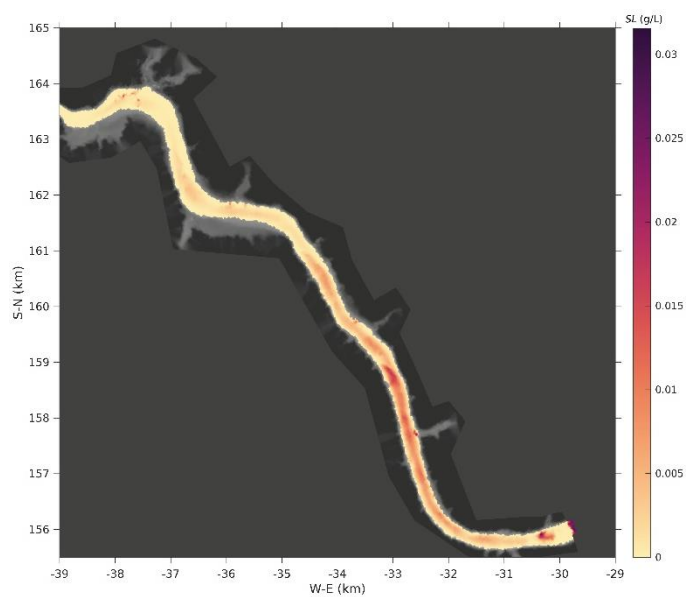


Figura A8: Cenário N4. Concentração dos sedimentos em suspensão, no estuário intermédio, para $t = 96$ h.

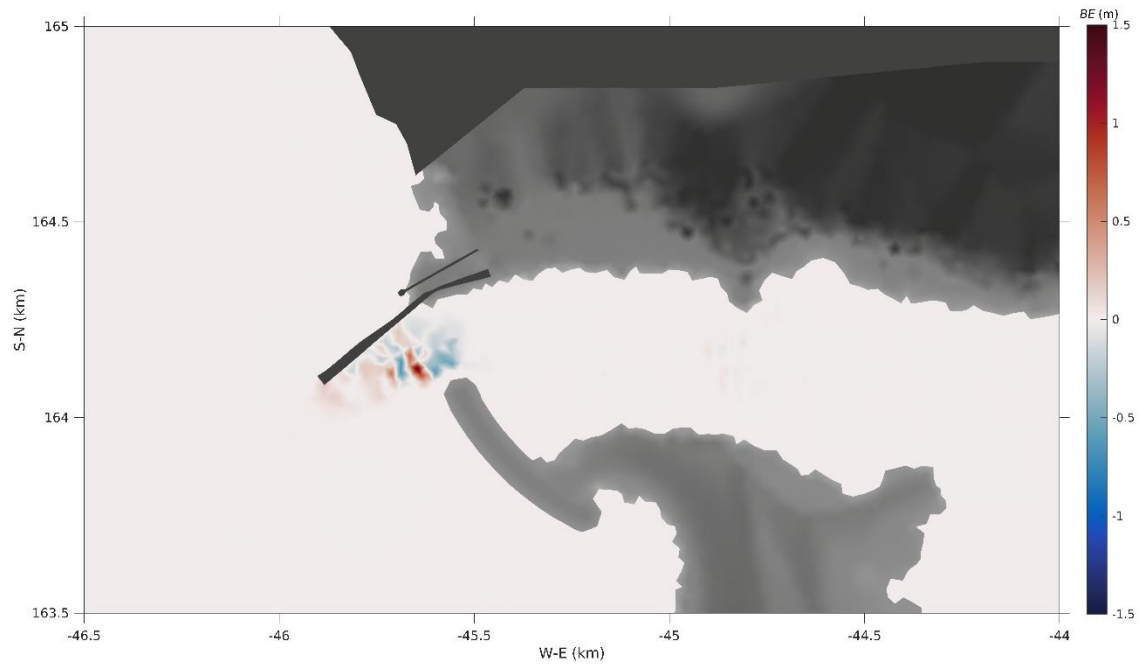


Figura A9: Cenário N4. Evolução dos fundos no canal entre os quebramares, para $t = 96$ h.

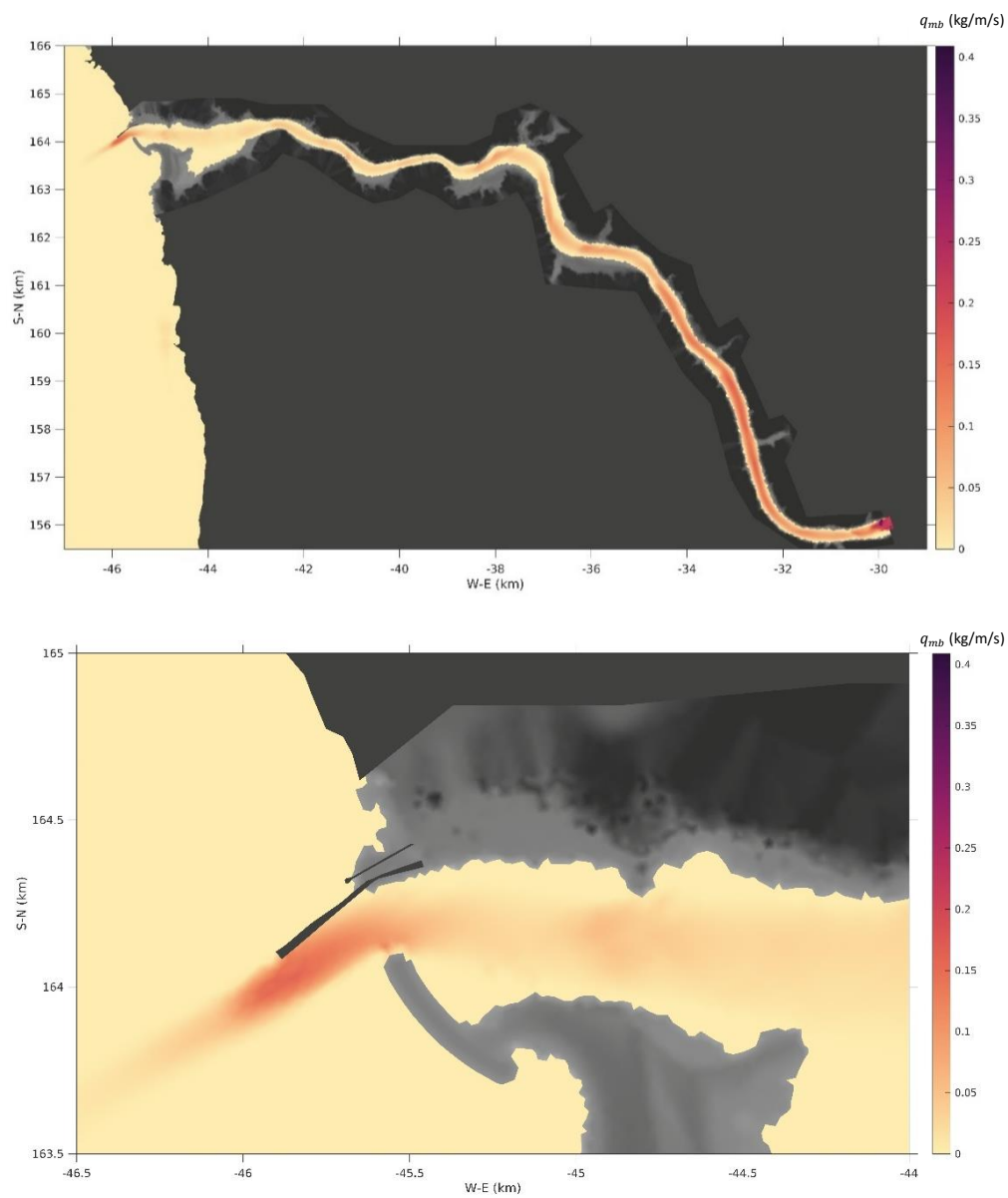


Figura A10: Cenário N5. Transporte sedimentar por arrastamento por unidade de largura, para $t = 96$ h.

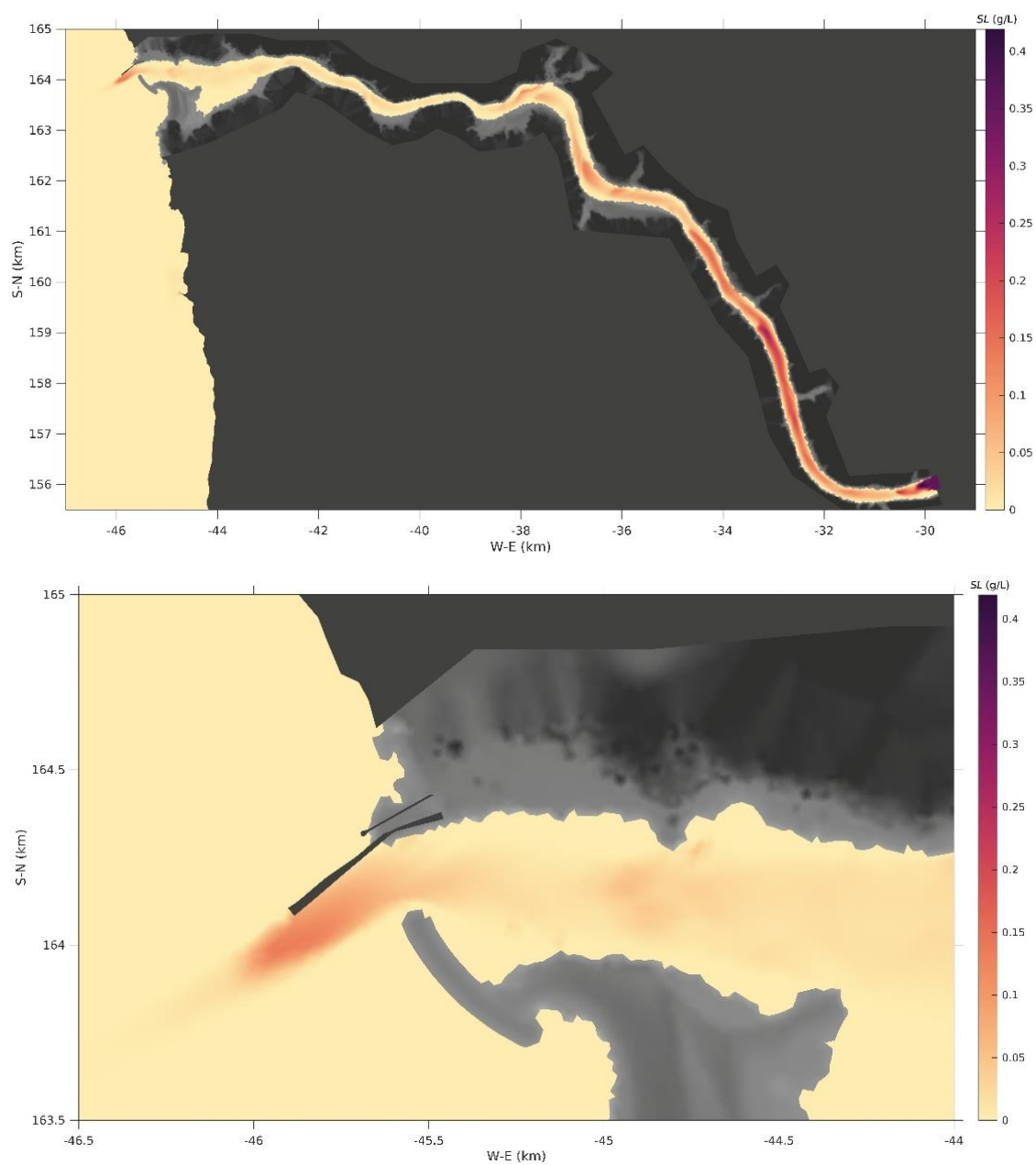


Figura A11: Cenário N5. Concentração dos sedimentos em suspensão, para $t = 96$ h.

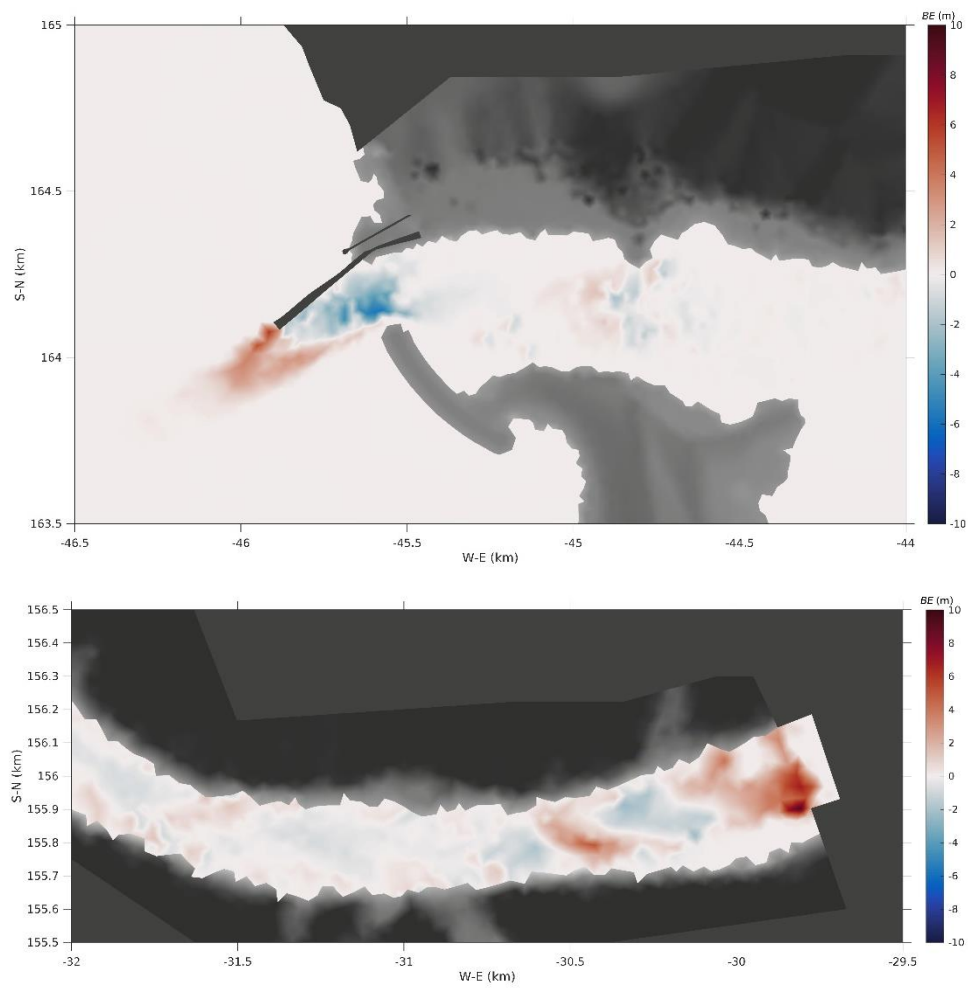


Figura A12: Cenário N5. Evolução dos fundos, para $t = 96$ h.

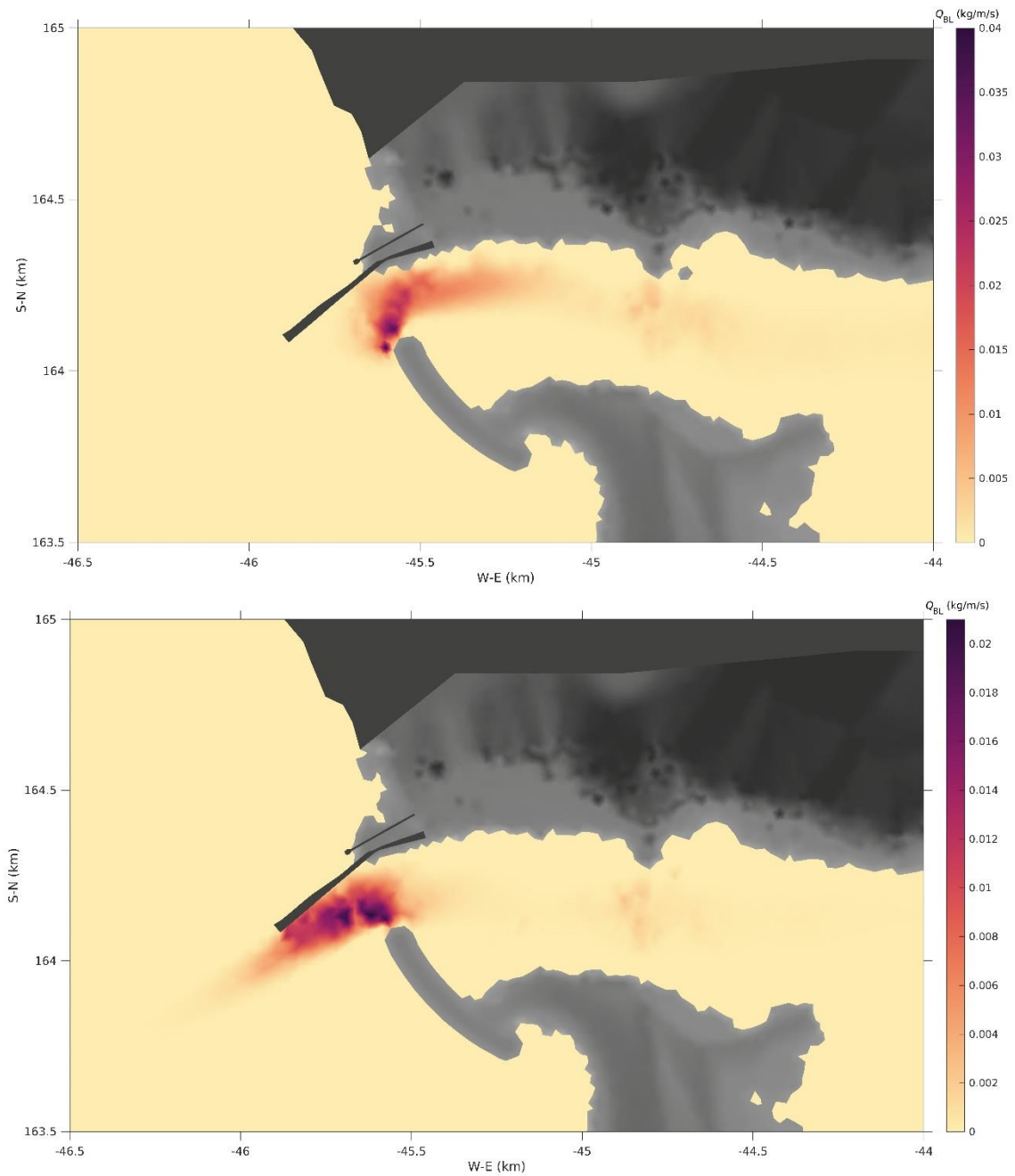


Figura A13: Cenário N7. Transporte sedimentar por arrastamento ao quarto dia de simulação. Enchente (em cima), vazante (em baixo).

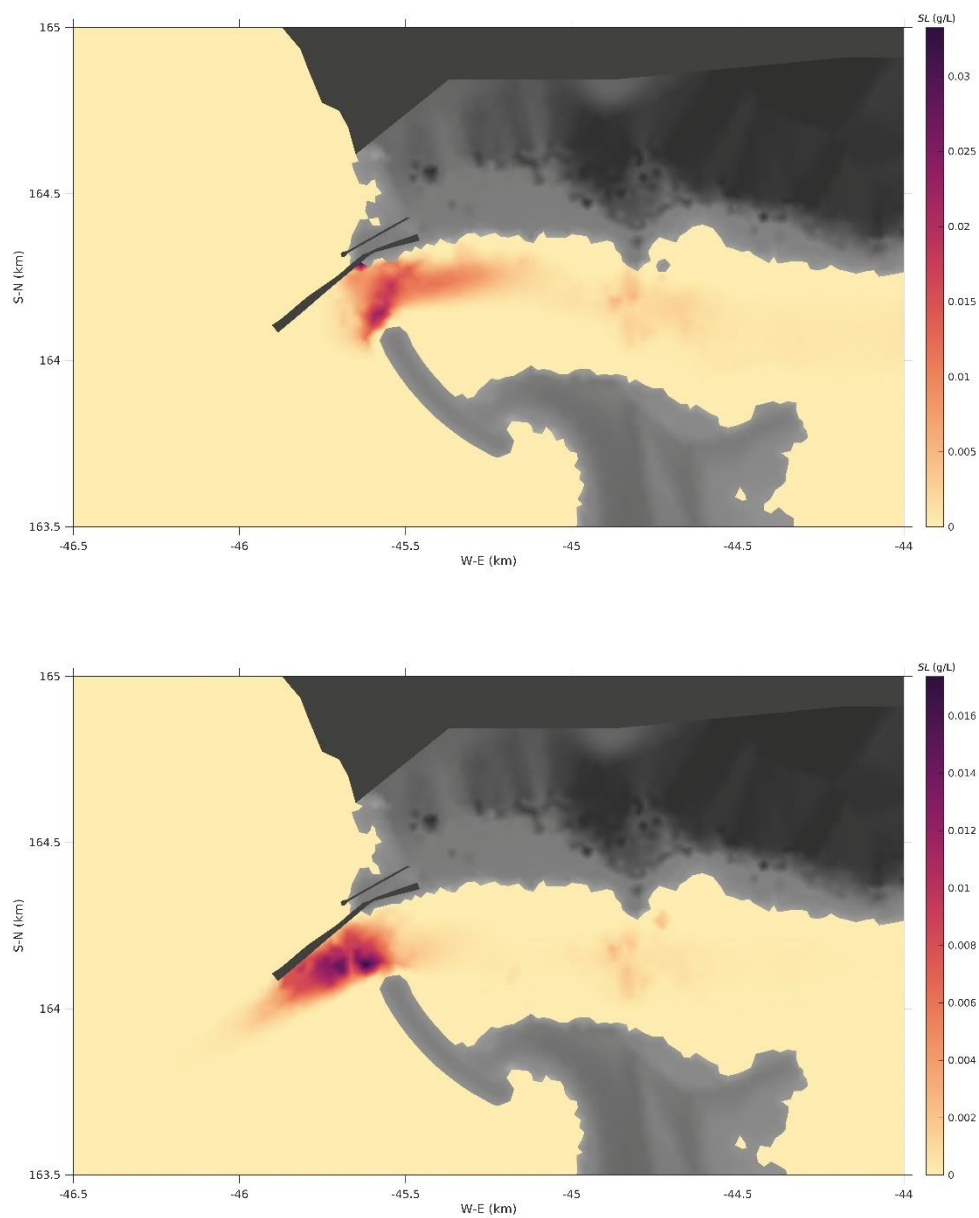


Figura A14: Cenário N7. Concentração dos sedimentos em suspensão ao quarto dia de simulação. Enchente (em cima), vazante (em baixo).

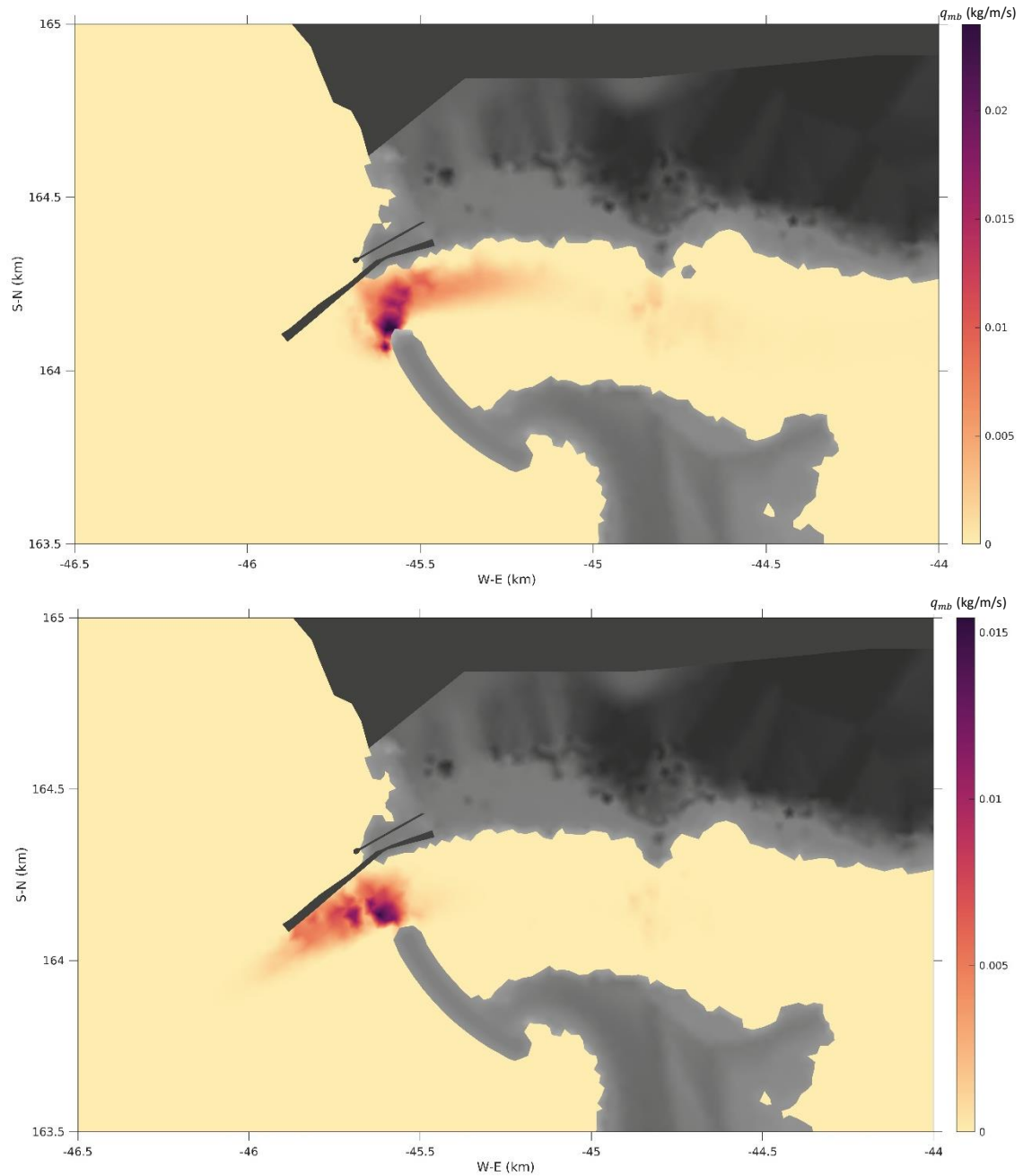


Figura A15: Cenário N8. Transporte sedimentar por arrastamento ao quarto dia de simulação. Enchente (em cima), vazante (em baixo).

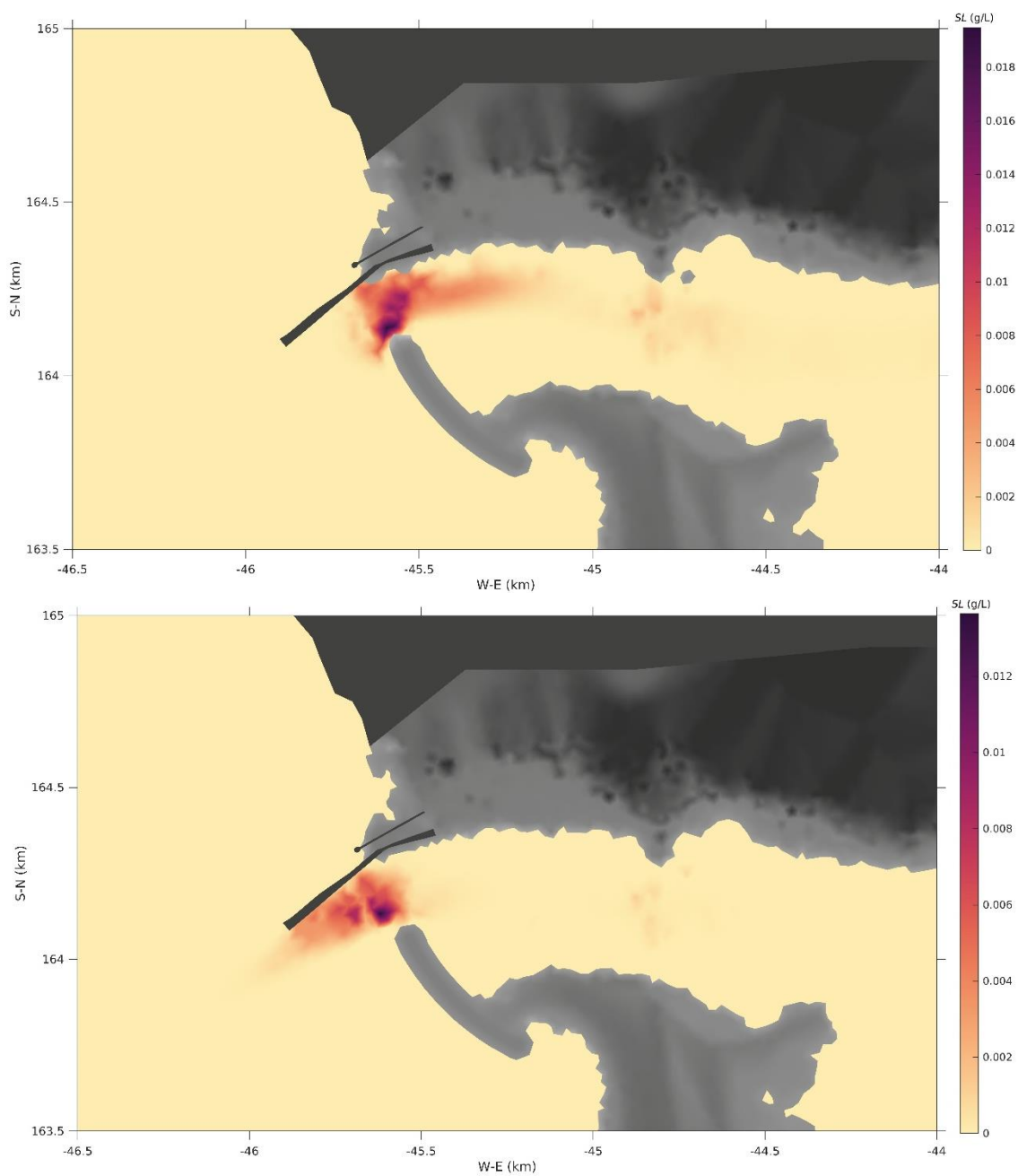


Figura A16: Cenário N8. Concentração dos sedimentos em suspensão ao quarto dia de simulação. Enchente (em cima), vazante (em baixo).

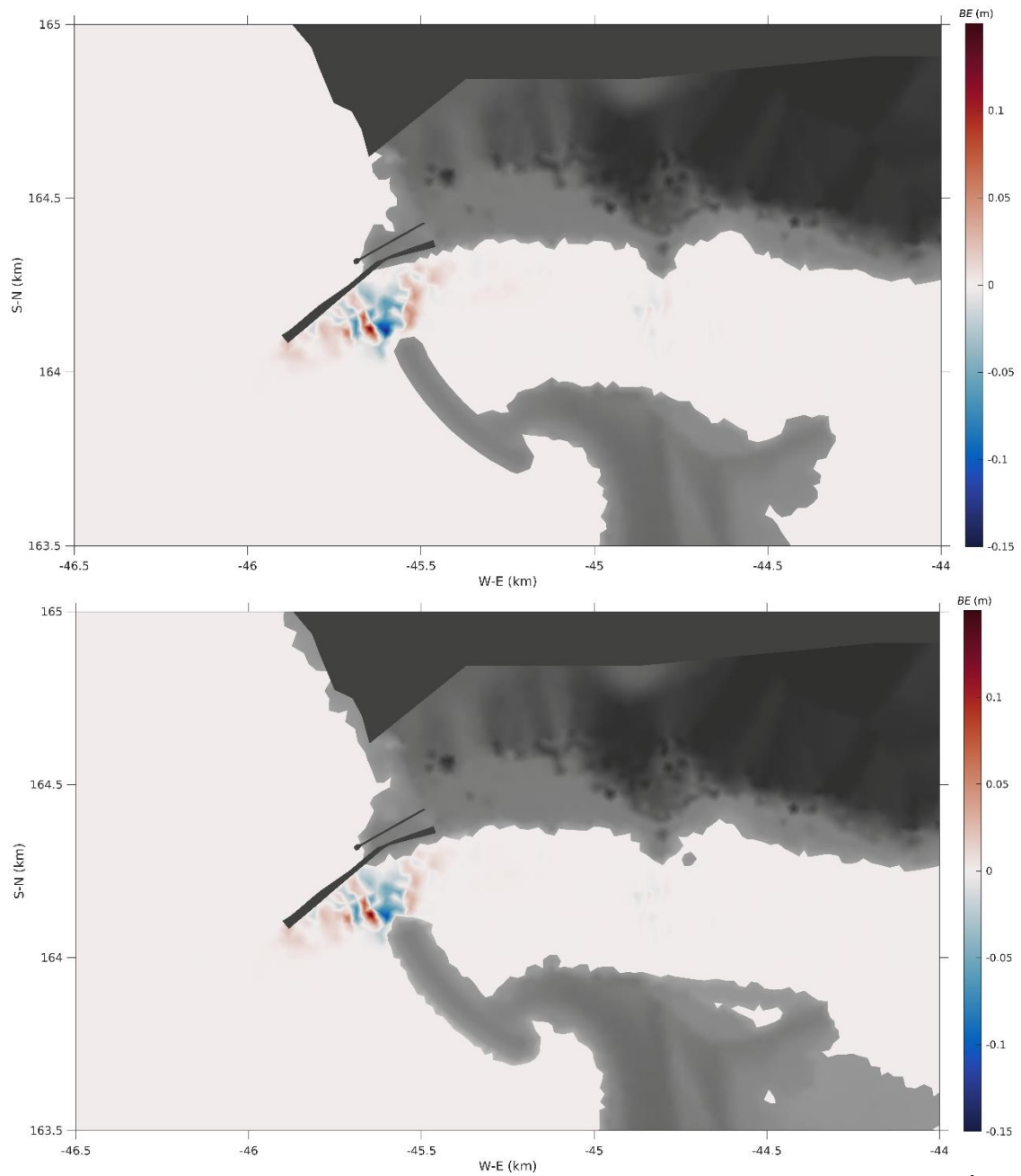


Figura A17: Cenário N8. Evolução do fundo, entre os quebramares para o quarto dia de simulação. Última preia-mar (em cima), última baixa-mar (em baixo).

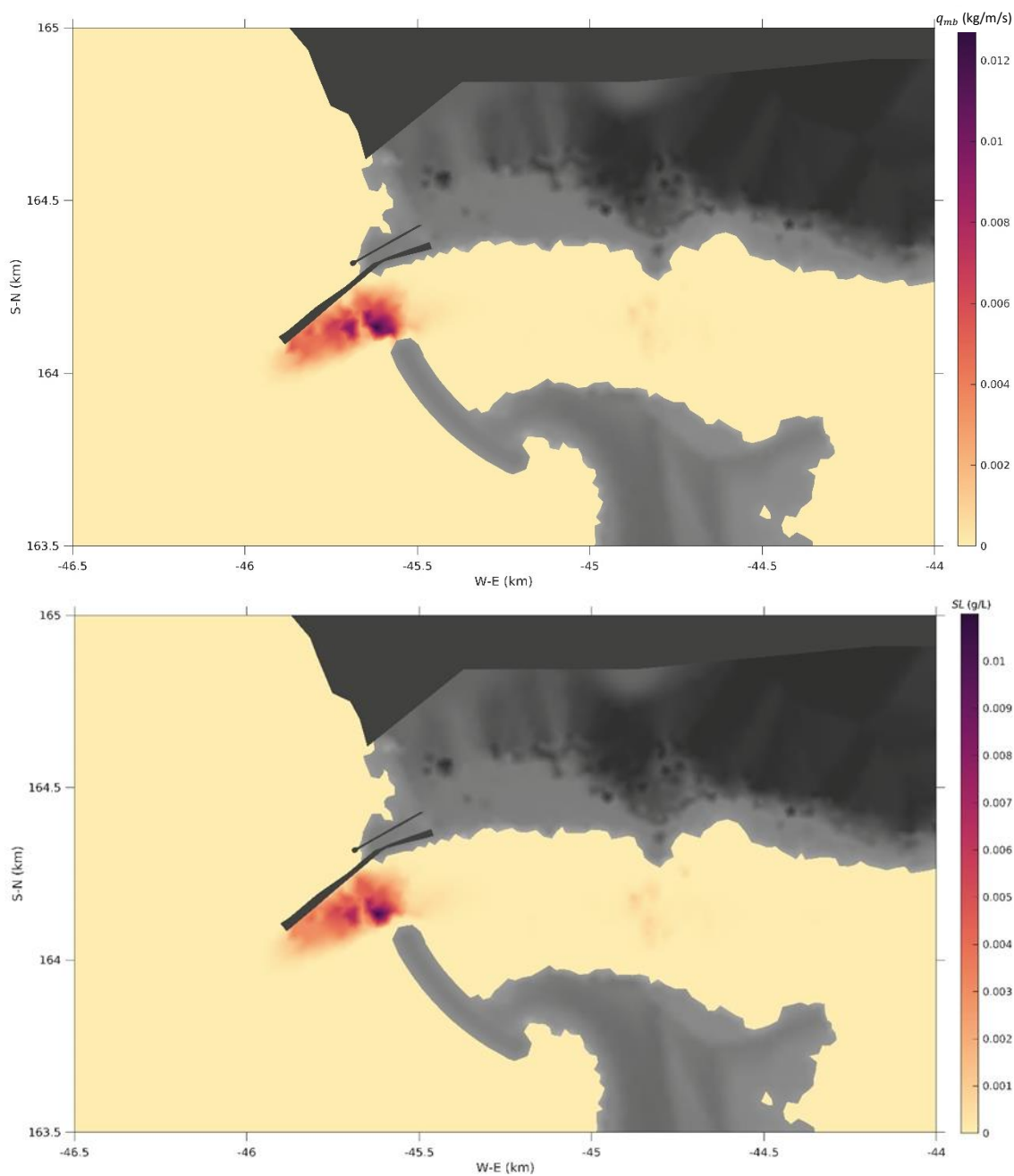


Figura A18: Cenários N9, N10 e N14. Transporte sedimentar por arrastamento na vazante, ao quarto dia de simulação (em cima). Concentração dos sedimentos em suspensão (em baixo).

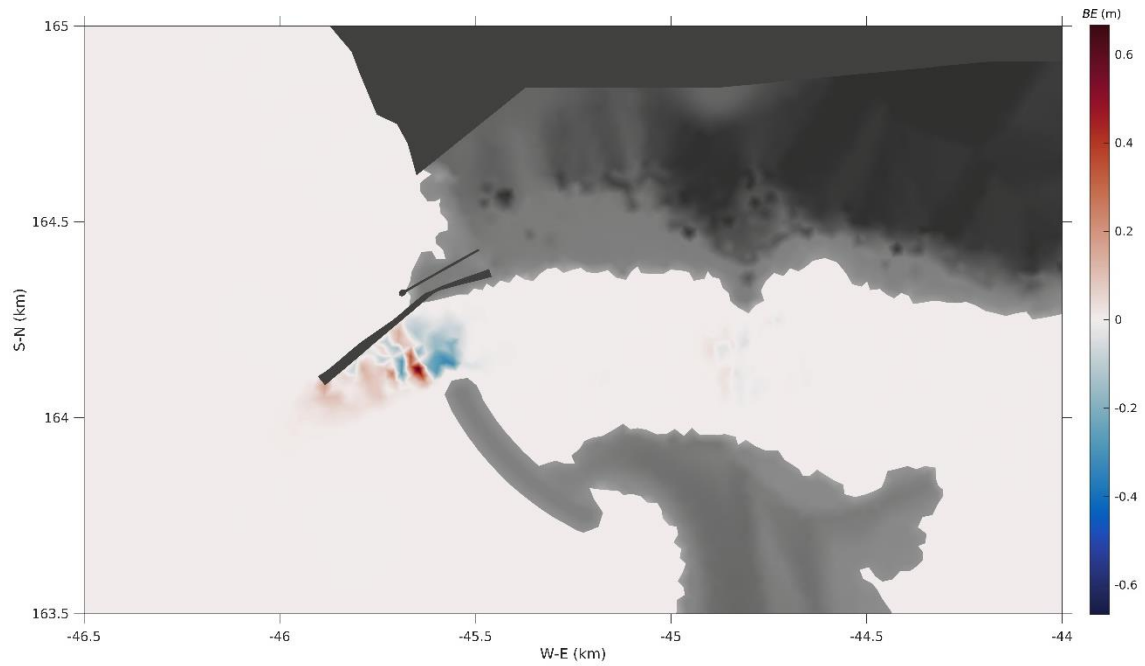


Figura A19: Cenários N9, N10 e N14. Evolução do fundo, entre os quebra-mares para o quarto dia de simulação. Última preia-mar e última baixa-mar.

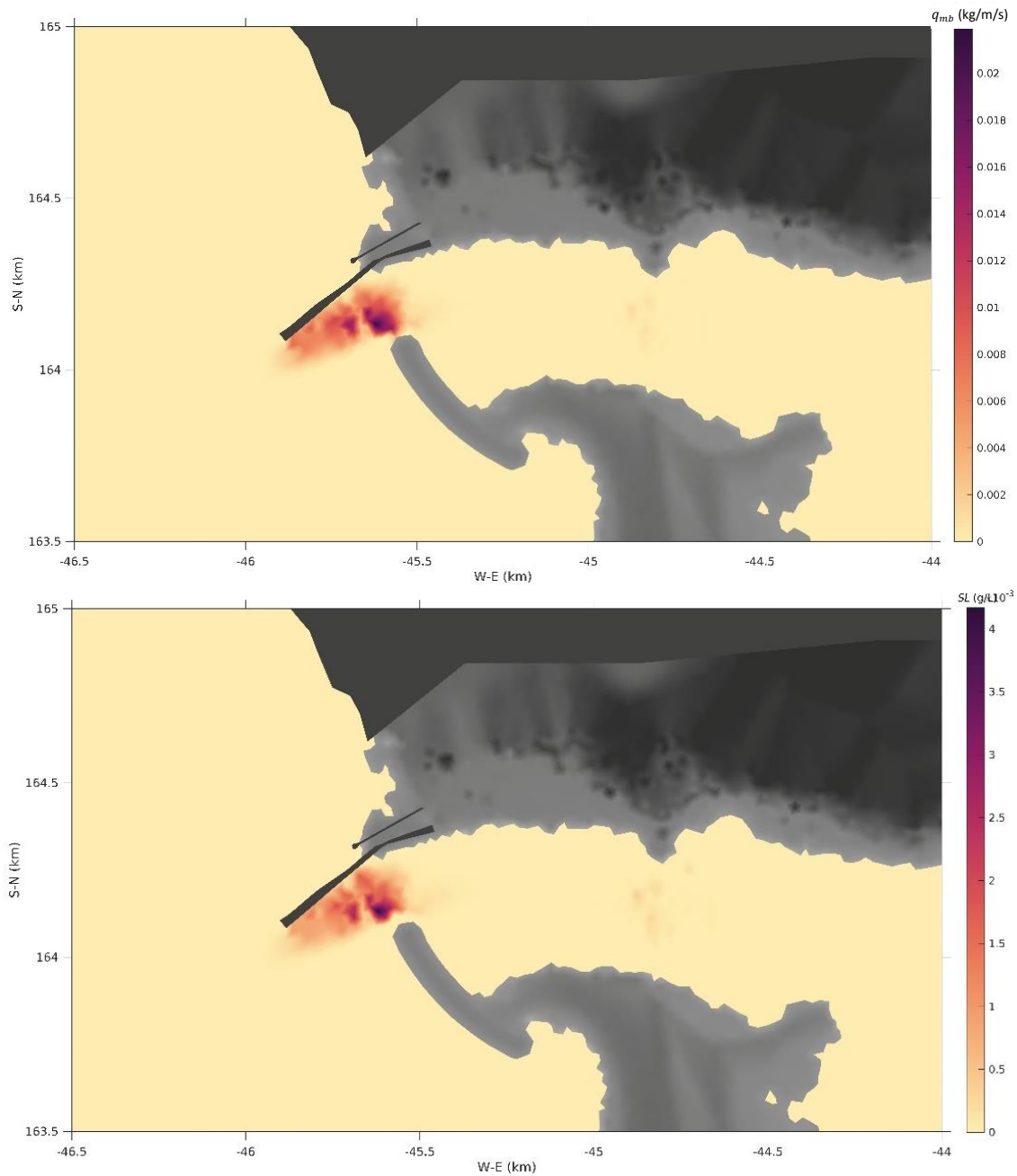


Figura A20: Cenário N11. Transporte sedimentar por arrastamento na vazante, ao quarto dia de simulação (em cima). Concentração dos sedimentos em suspensão (em baixo).

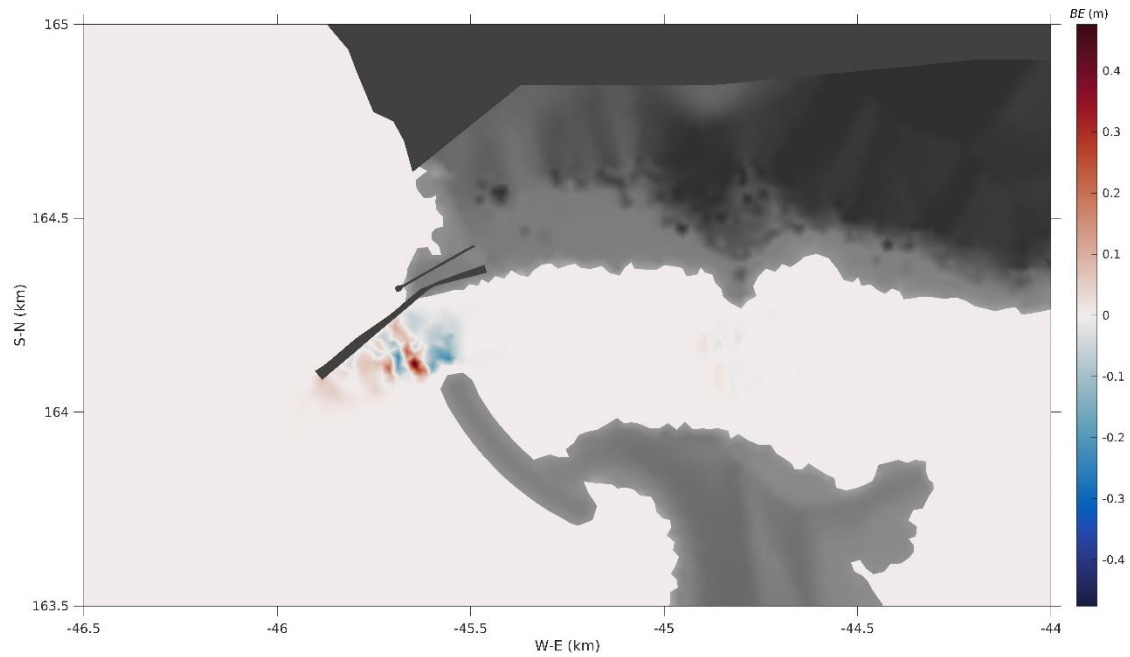


Figura A21: Cenário N11. Evolução do fundo, entre os quebramares para o quarto dia de simulação. Última preia-mar e última baixa-mar.

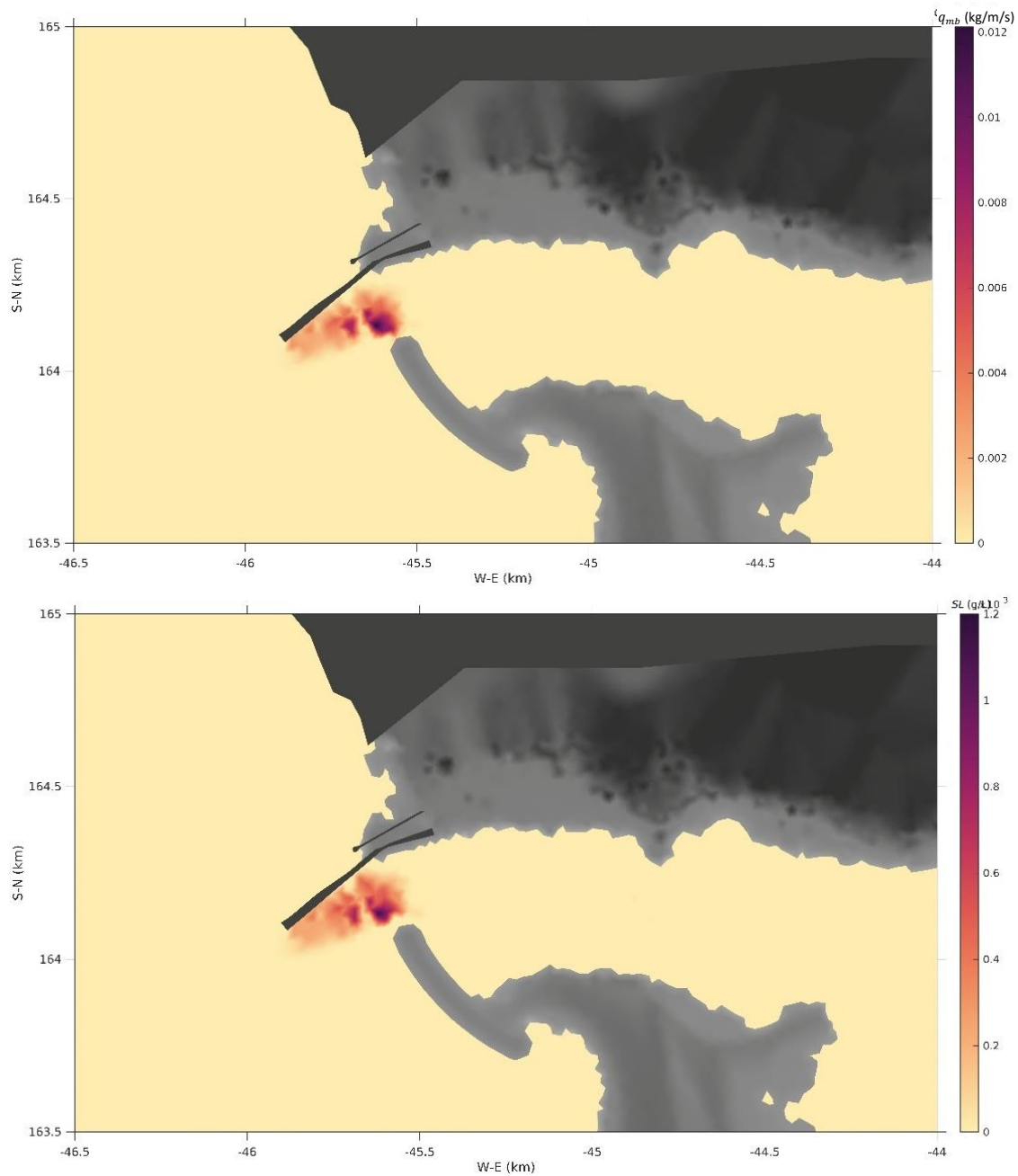


Figura A22: Cenário N12. Transporte sedimentar por arrastamento na vazante, ao quarto dia de simulação (em cima). Concentração dos sedimentos em suspensão (em baixo).

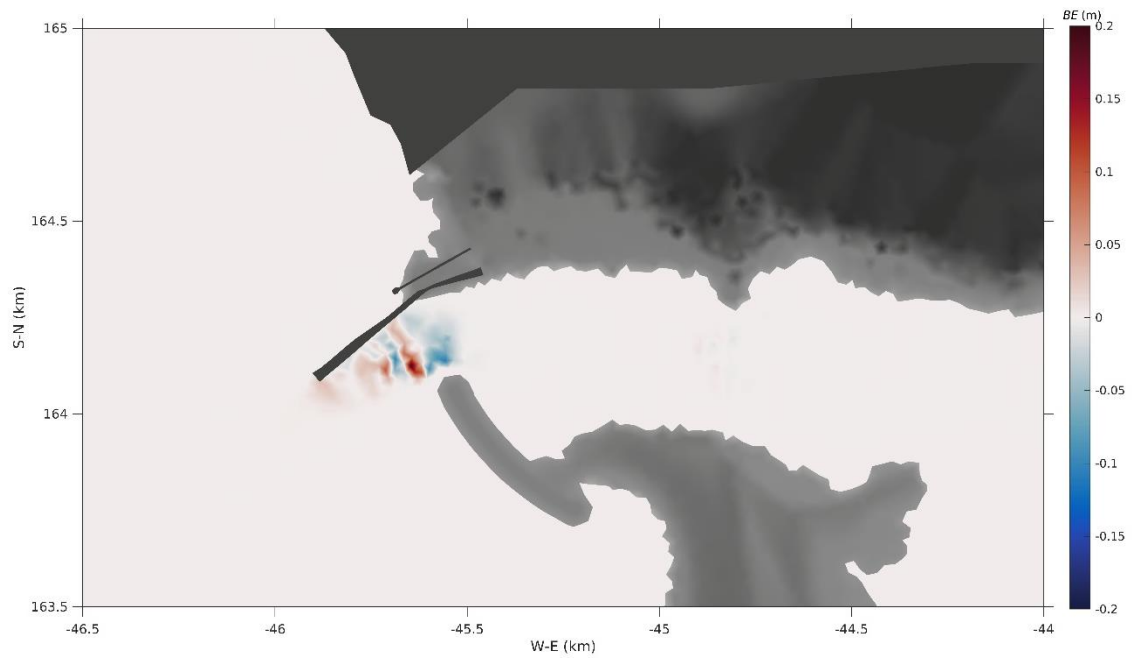


Figura A23: Cenário N12. Evolução do fundo, entre os quebramares para o quarto dia de simulação. Última preia-mar e última baixa-mar.

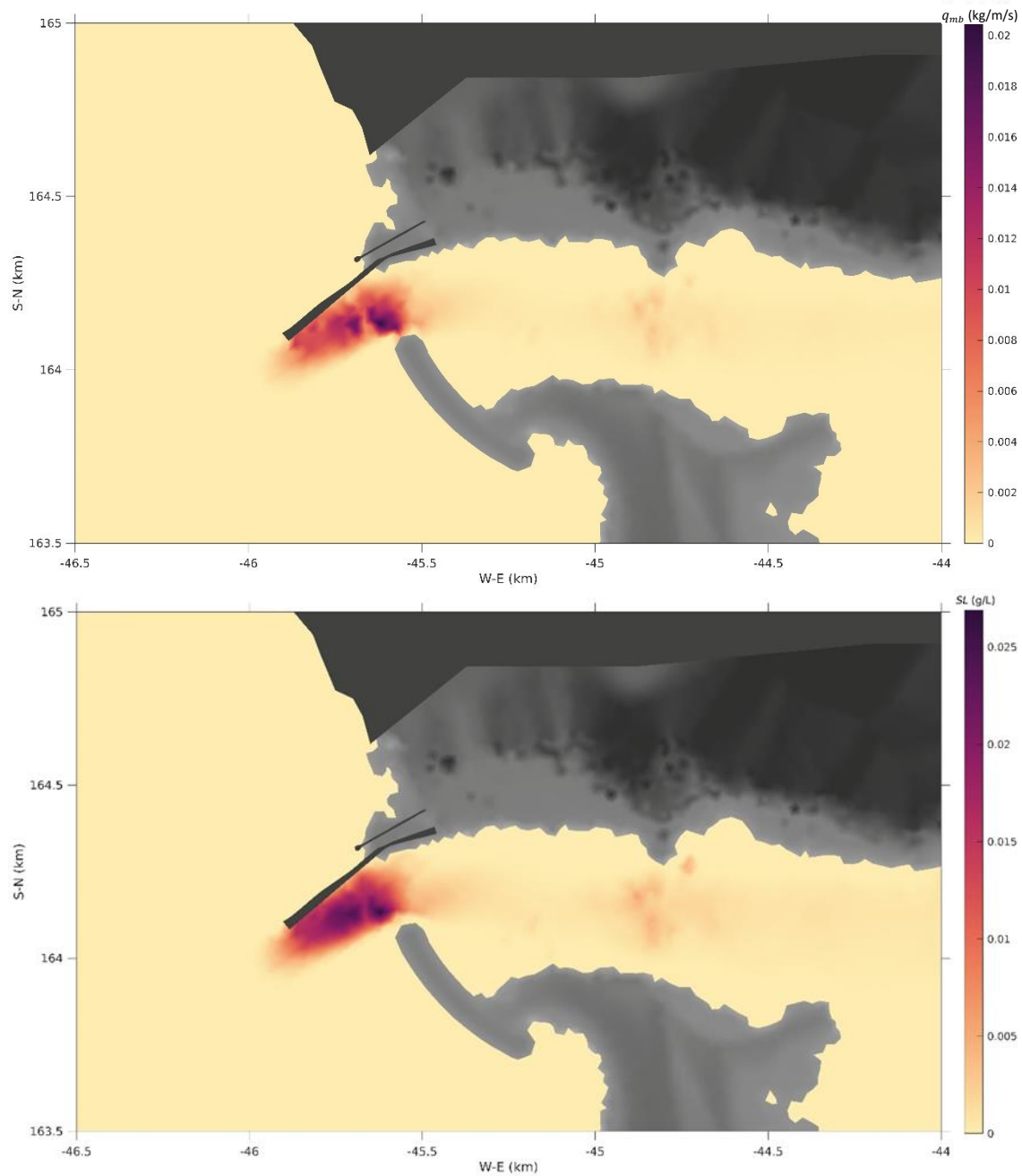


Figura A24: Cenário N13. Transporte sedimentar por arrastamento na vazante, ao quarto dia de simulação (em cima). Concentração dos sedimentos em suspensão (em baixo).

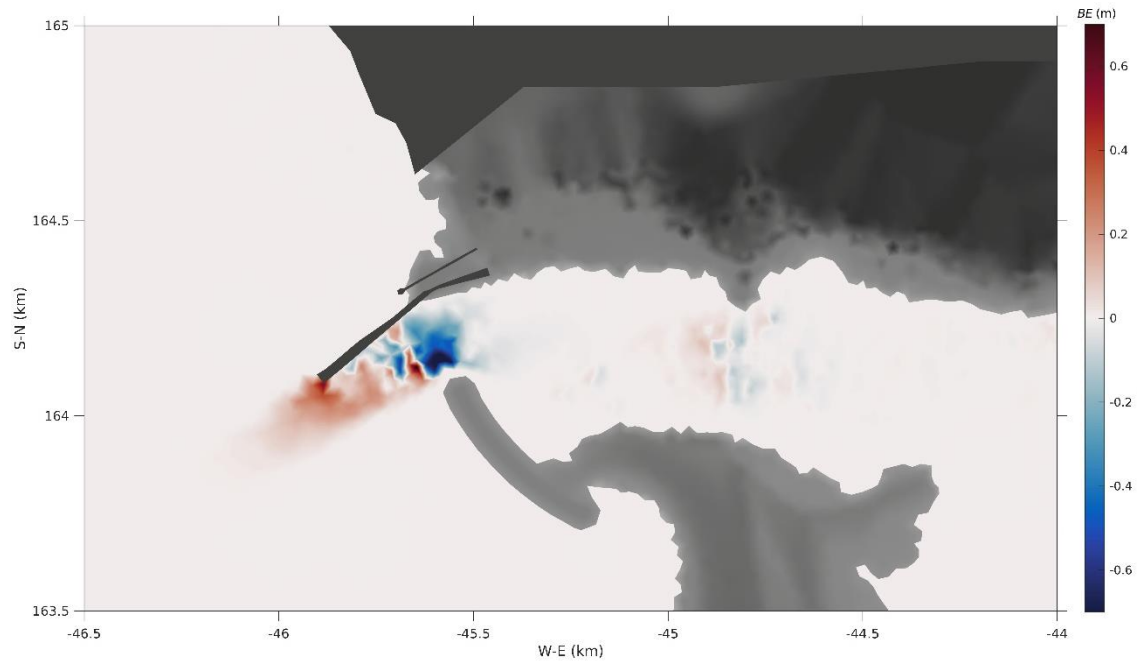


Figura A25: Cenário N13. Evolução do fundo, entre os quebramares para o quarto dia de simulação. Última preia-mar e última baixa-mar.

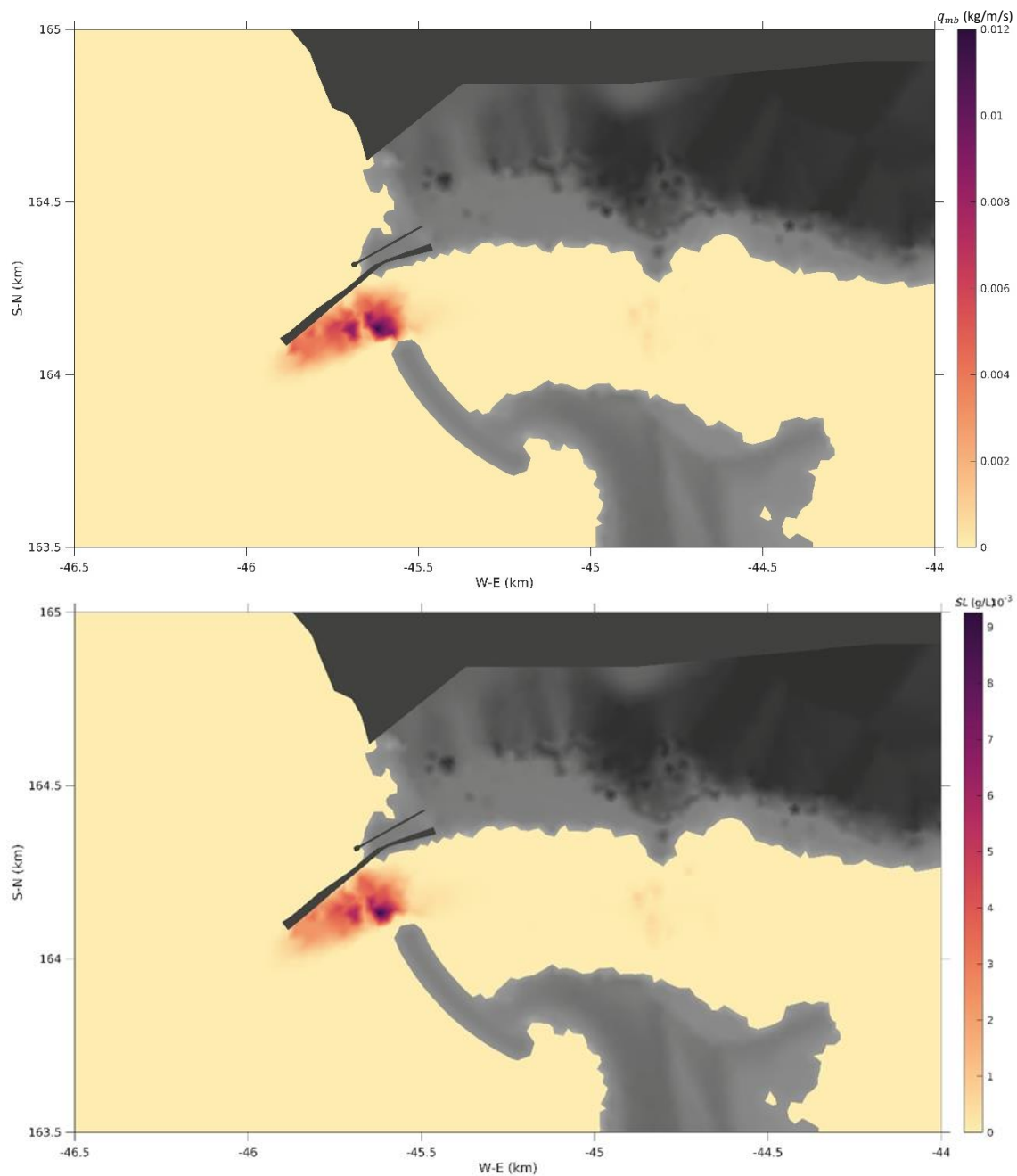


Figura A26: Cenário N15. Transporte sedimentar por arrastamento na vazante, ao quarto dia de simulação (em cima). Concentração dos sedimentos em suspensão (em baixo).

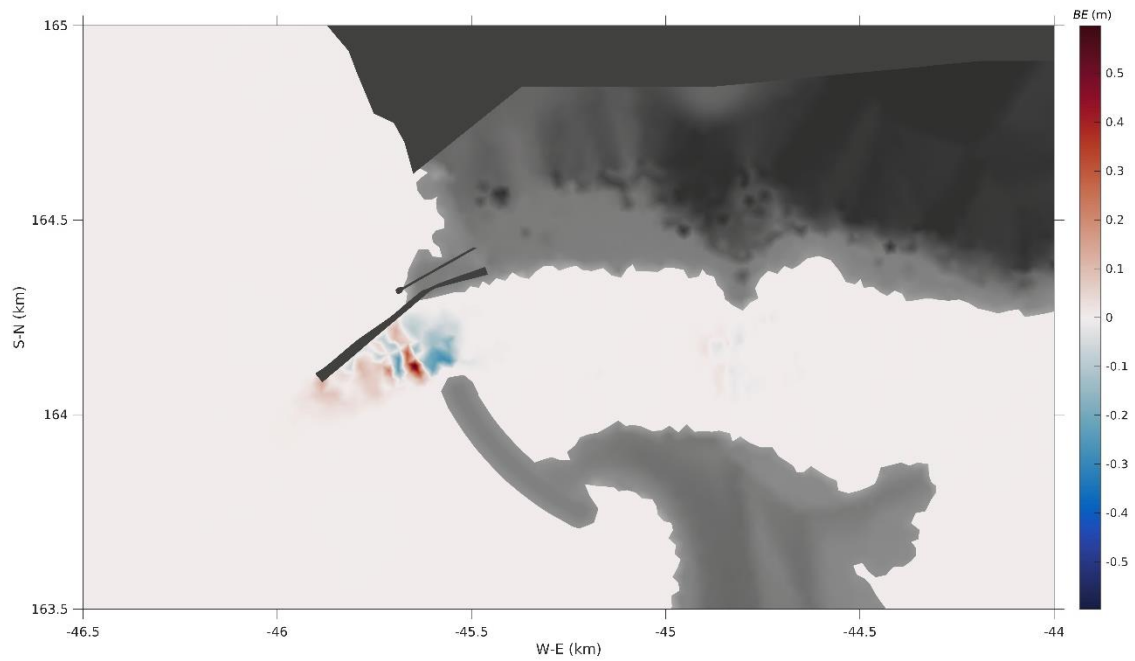


Figura A27: Cenário N15. Evolução do fundo, entre os quebramares para o quarto dia de simulação. Última preia-mar e última baixa-mar.

Anexo B

FIGURAS — CENÁRIOS C1 A C15

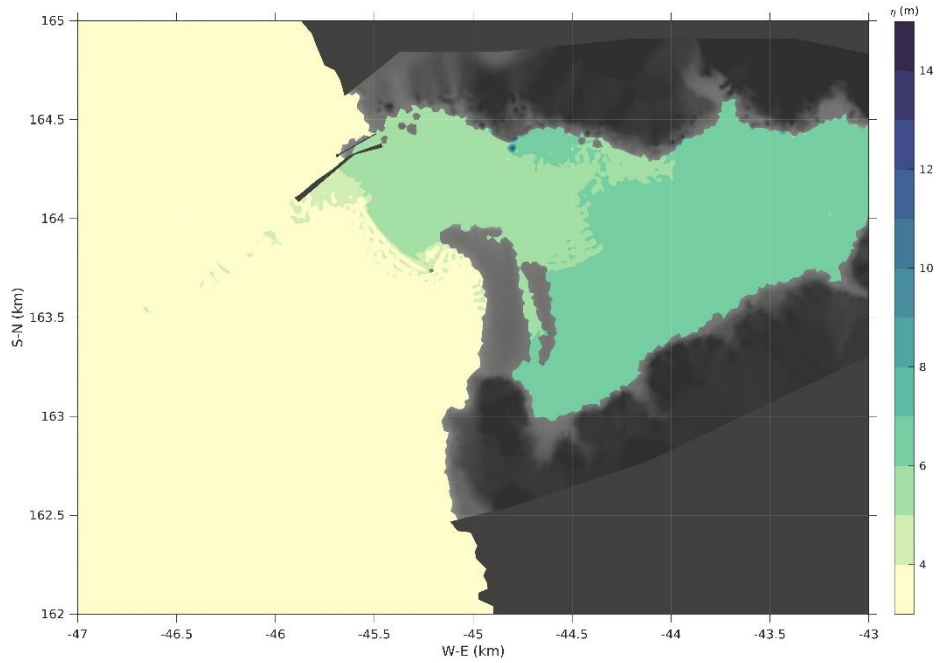


Figura B1: Cenário C1. Elevação da superfície livre entre os quebra-mares e S. Pedro da Afurada ($t = 24 h$).

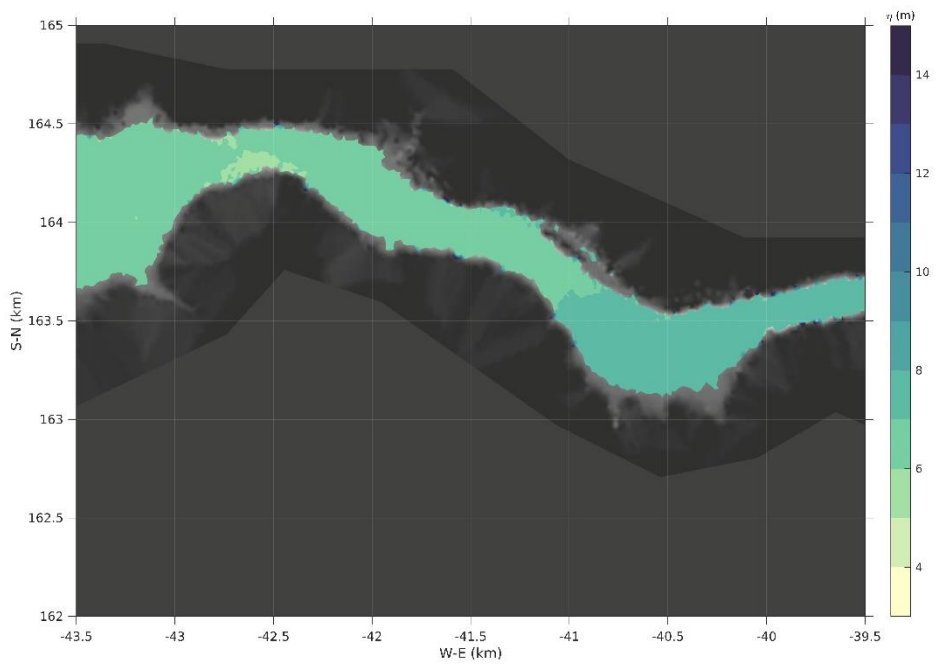


Figura B2: Cenário C1. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurada e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

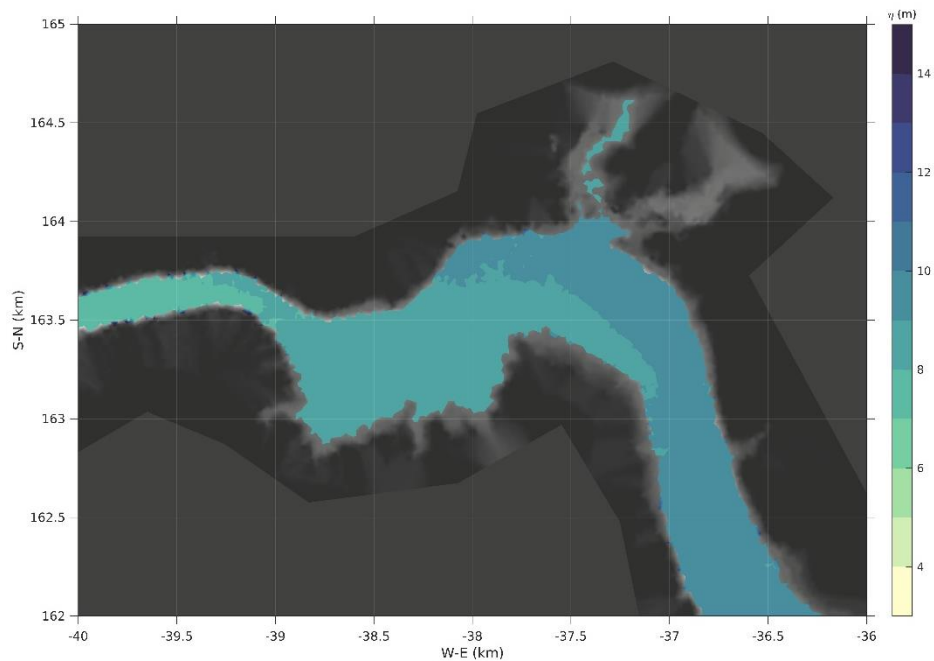


Figura B3: Cenário C1. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

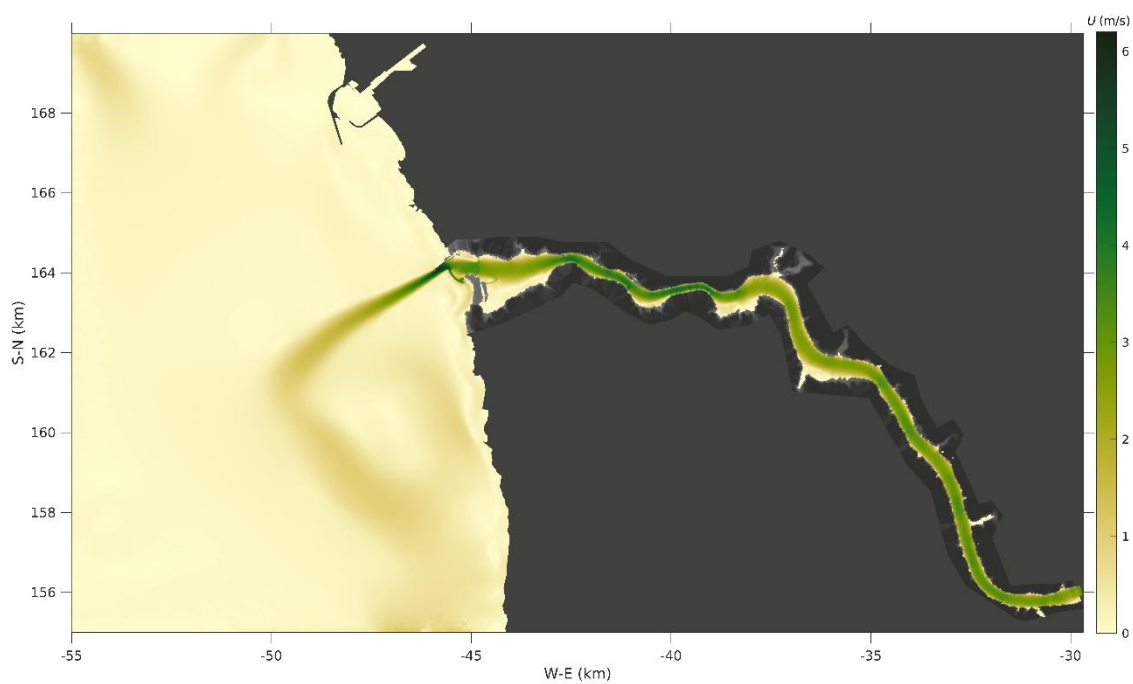


Figura B4: Cenário C1. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

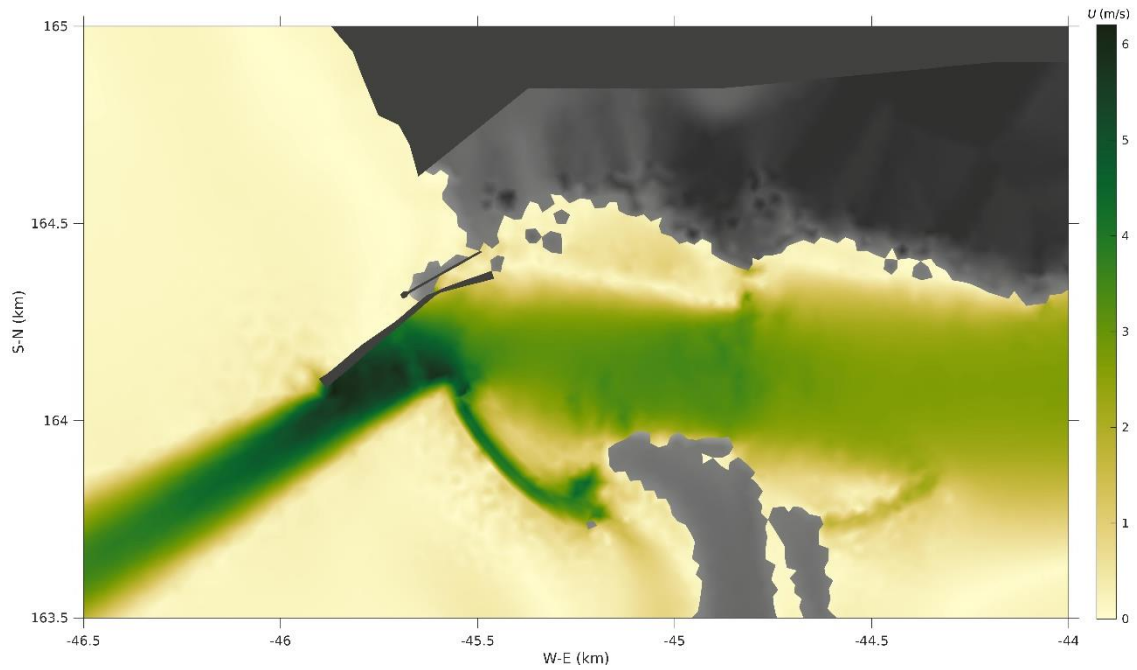


Figura B5: Cenário C1. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

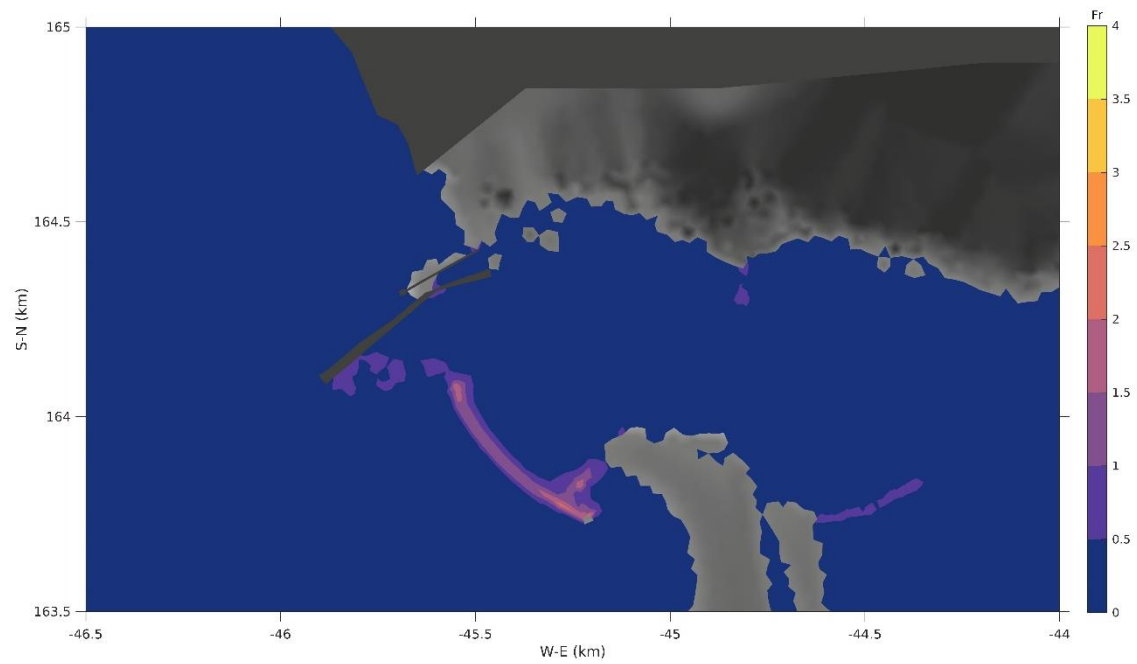


Figura B6: Cenário C1. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

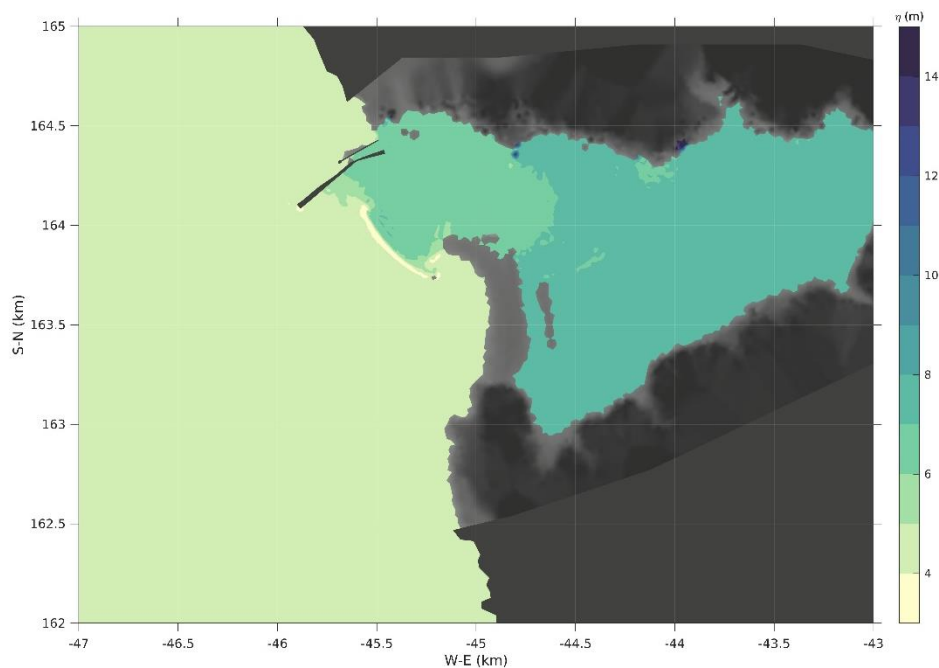


Figura B7: Cenário C2. Elevação da superfície livre entre os quebra-mares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24 h$).

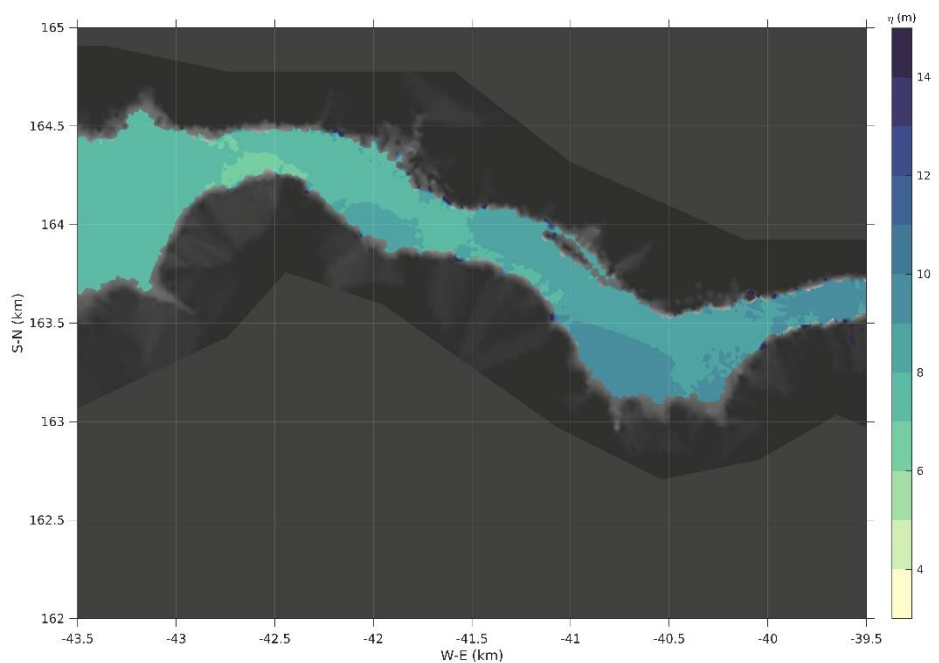


Figura B8: Cenário C2. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurafa e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

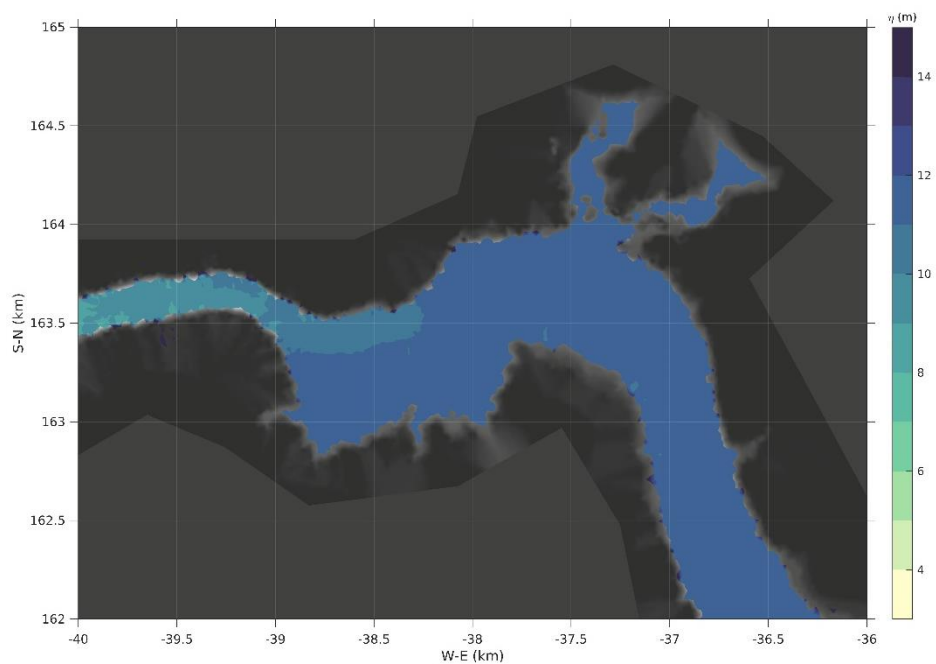


Figura B9: Cenário C2. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

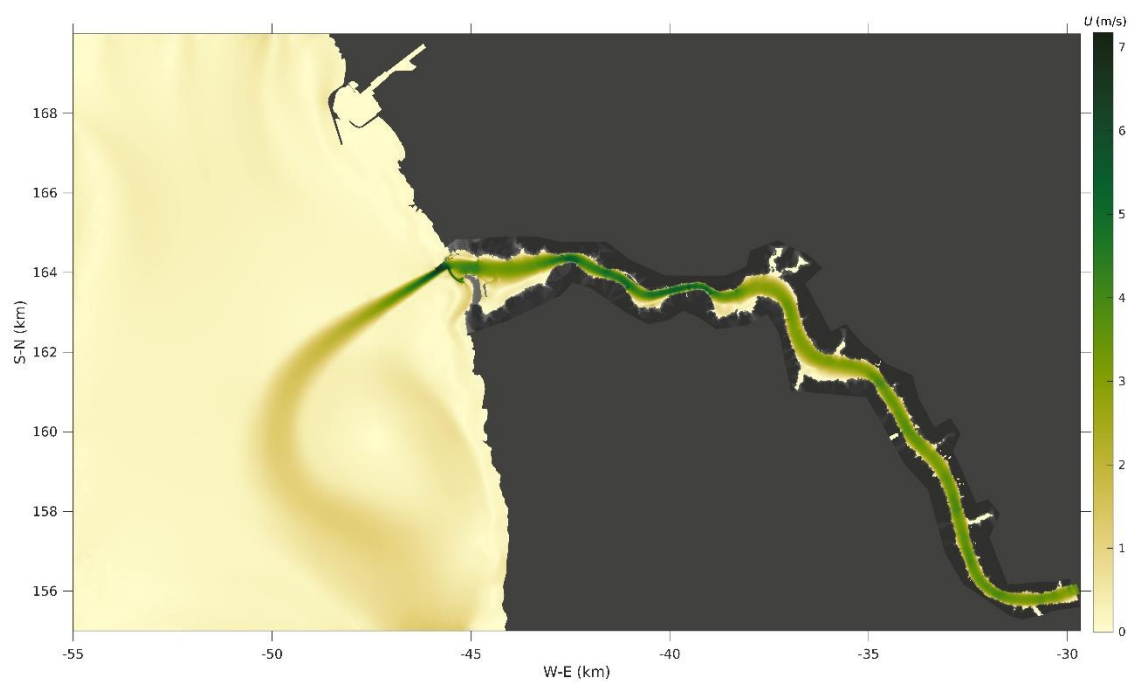


Figura B10: Cenário C2. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

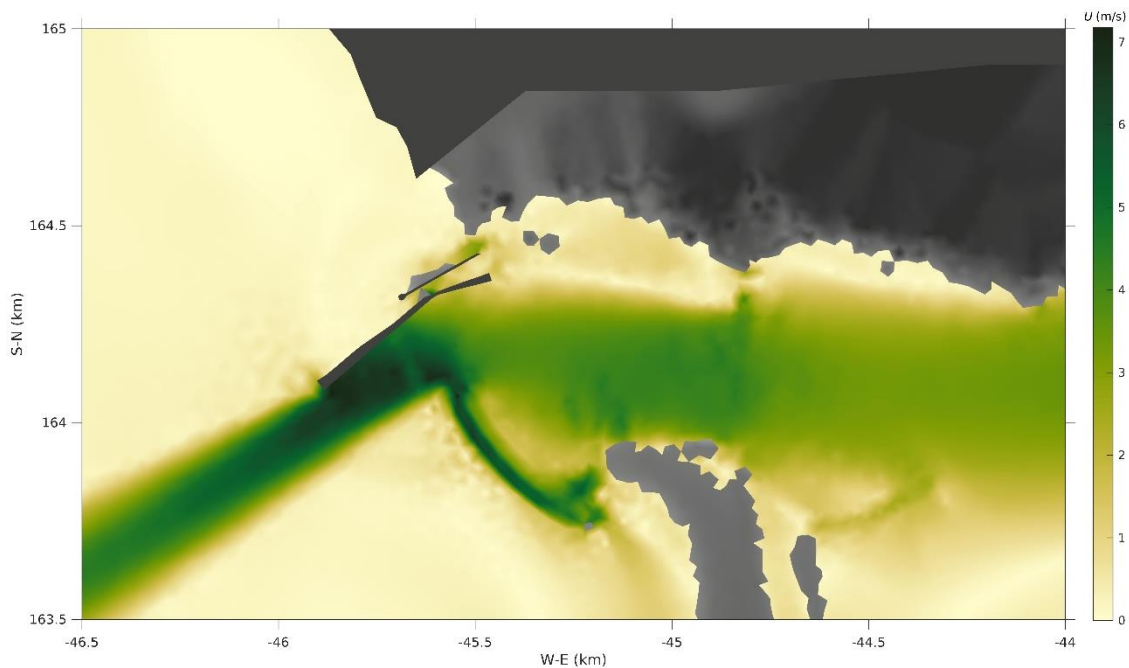


Figura B11: Cenário C2. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

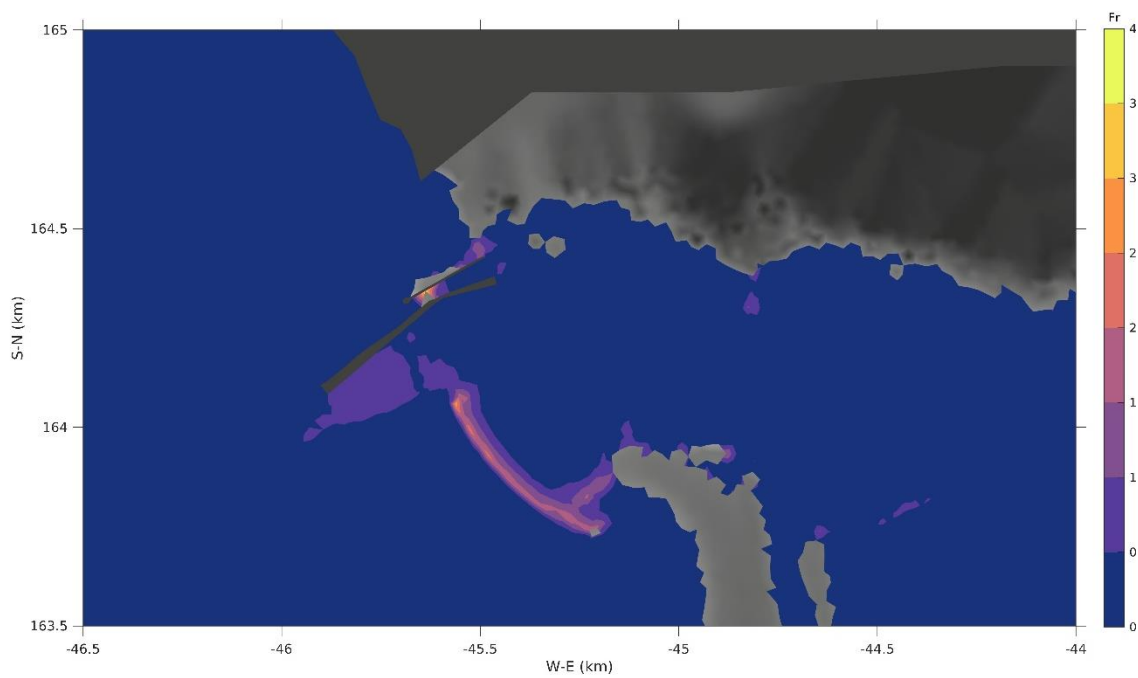


Figura B12: Cenário C2. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

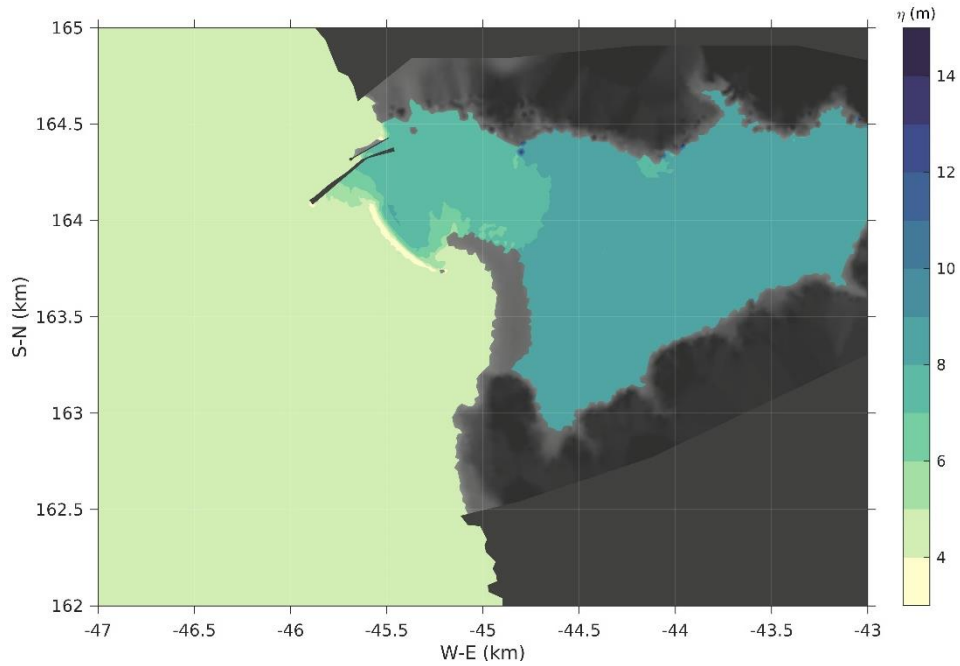


Figura B13: Cenário C3. Elevação da superfície livre entre os quebra-mares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24 h$).

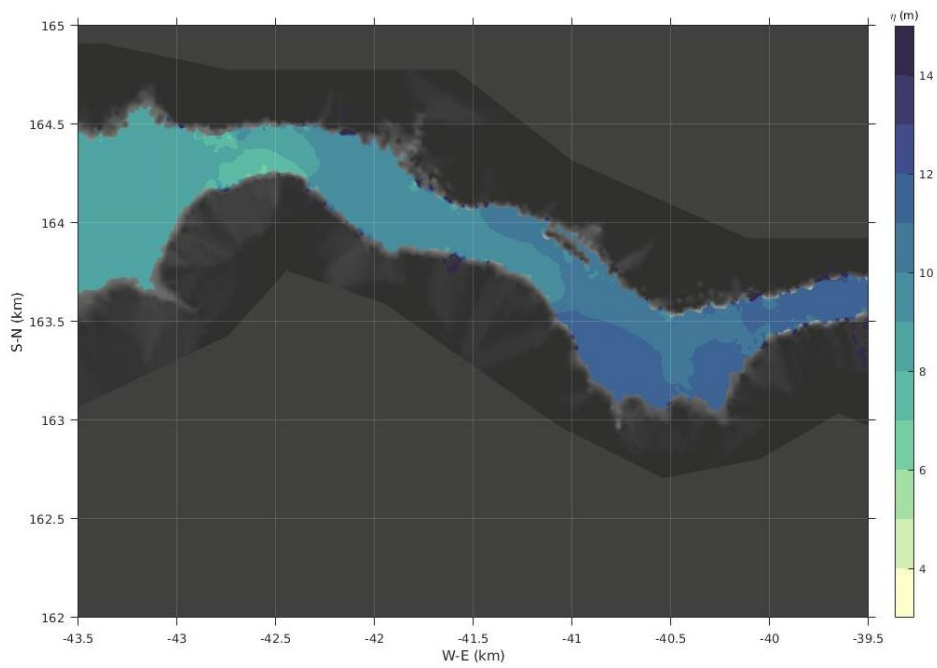


Figura B14: Cenário C3. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurada e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

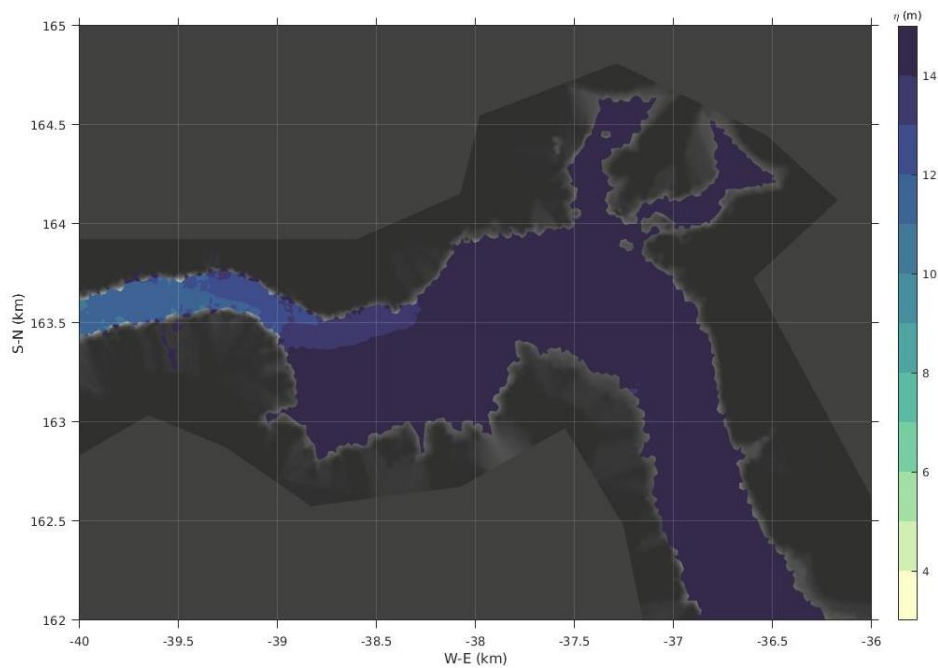


Figura B15: Cenário C3. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

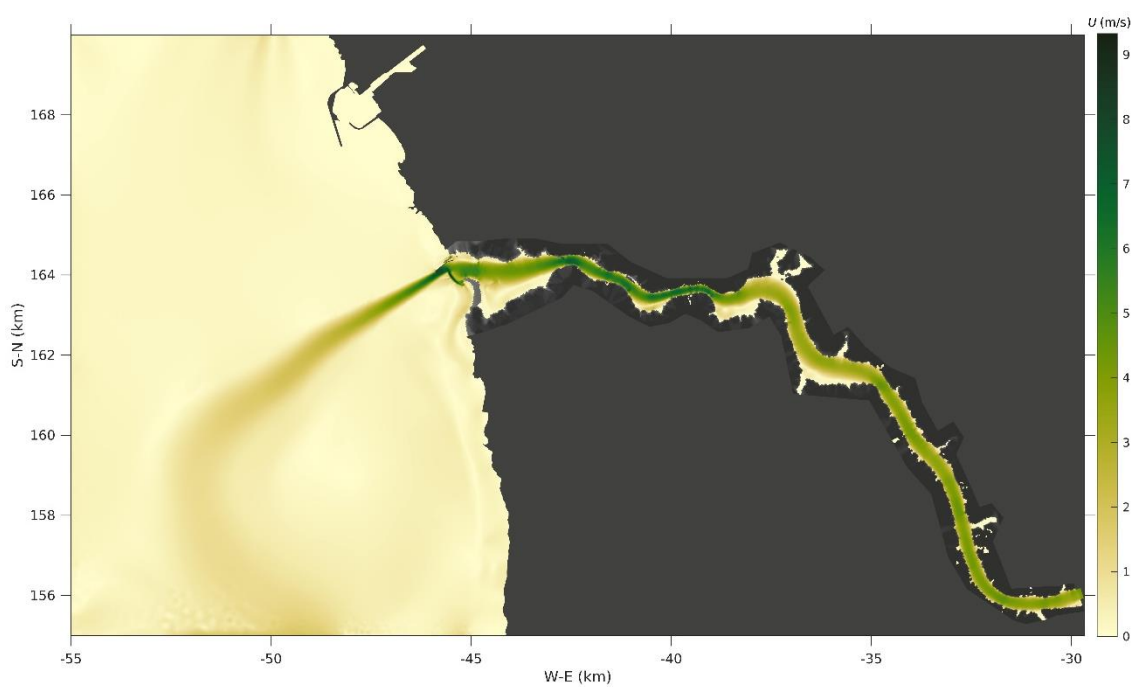


Figura B16: Cenário C3. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

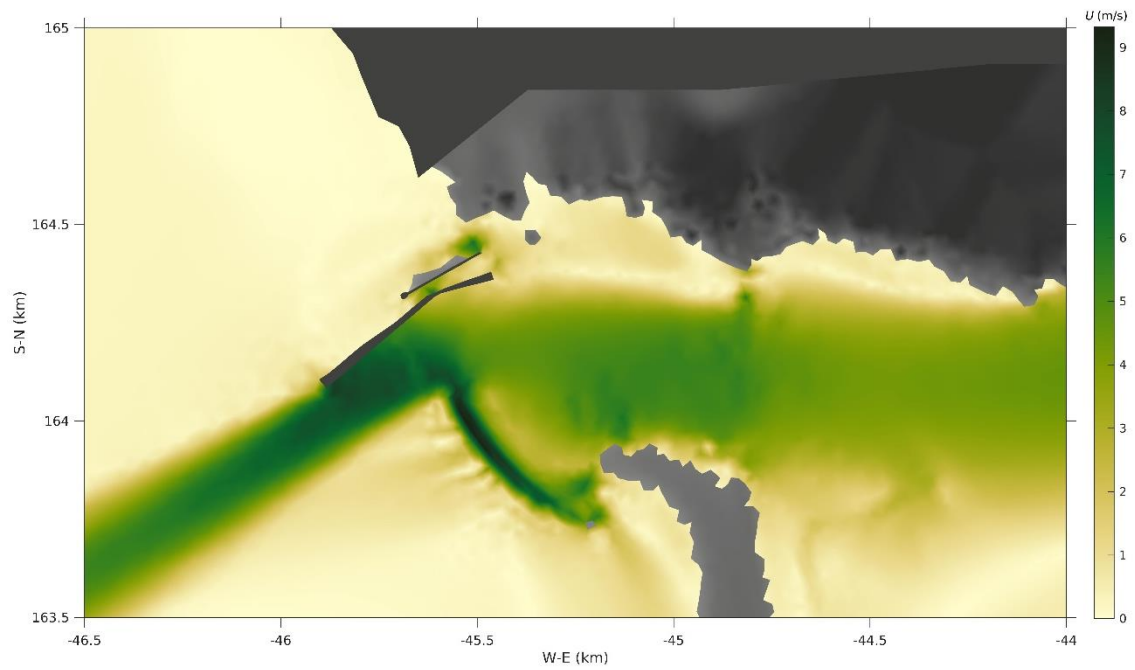


Figura B17: Cenário C3. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

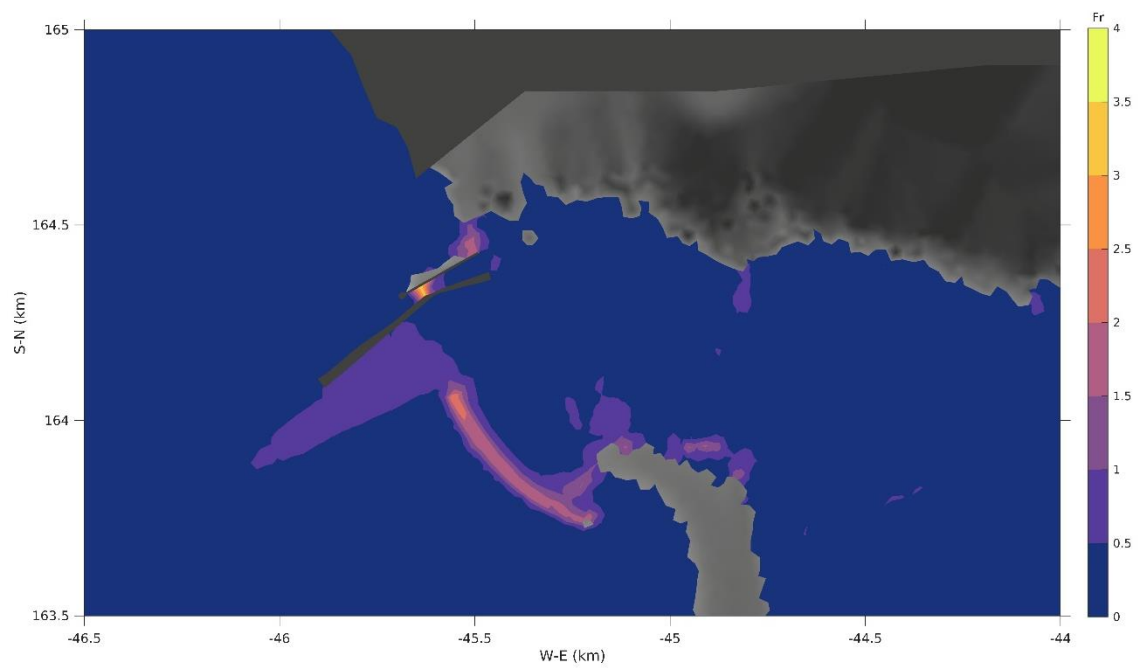


Figura B18: Cenário C3. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

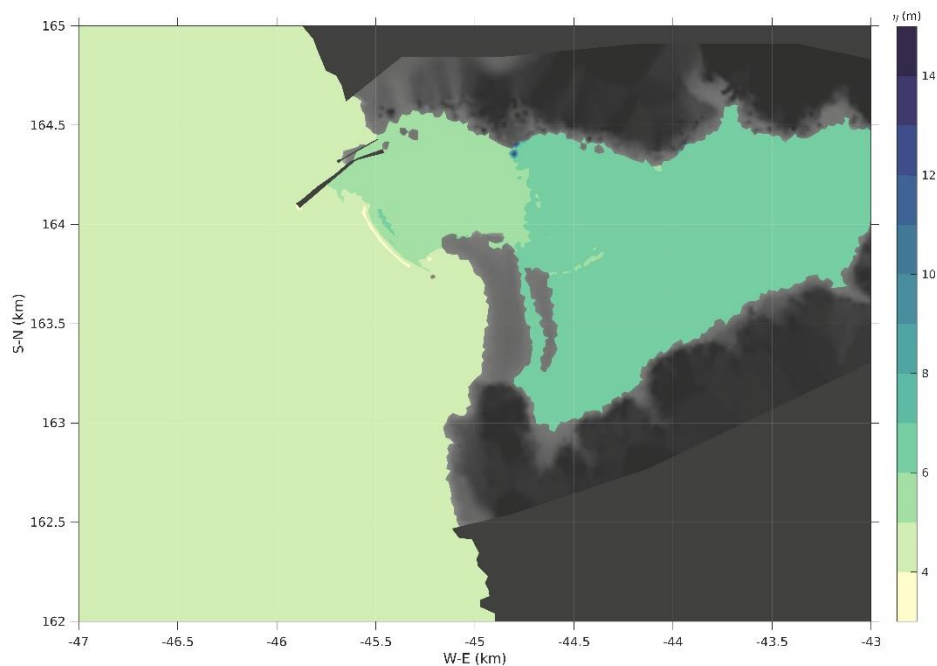


Figura B19: Cenário C4. Elevação da superfície livre entre os quebra-mares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24$ h).

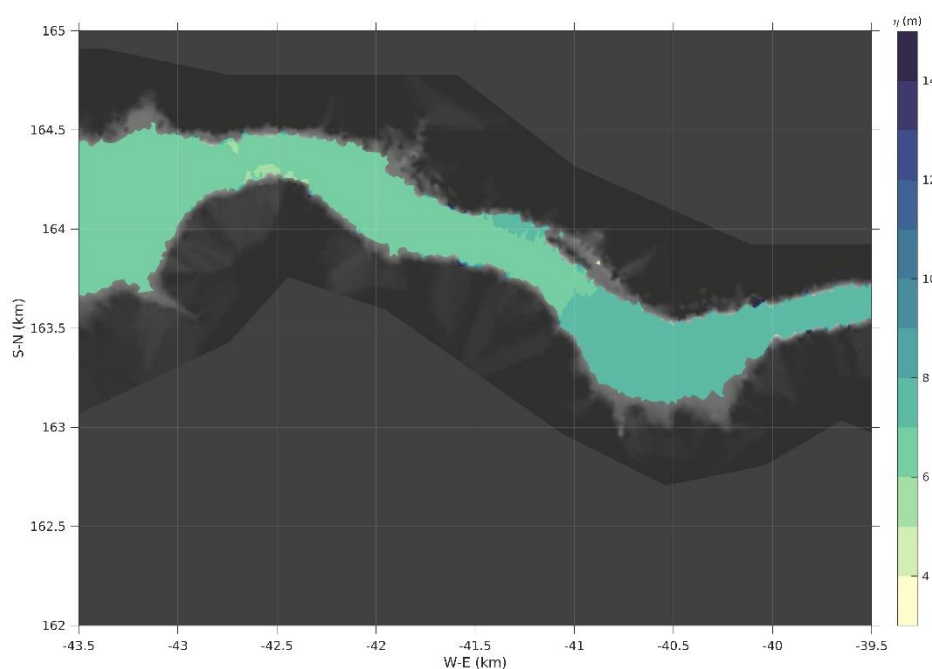


Figura B20: Cenário C4. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurada e a Ponte Luiz I ($t = 24$ h).

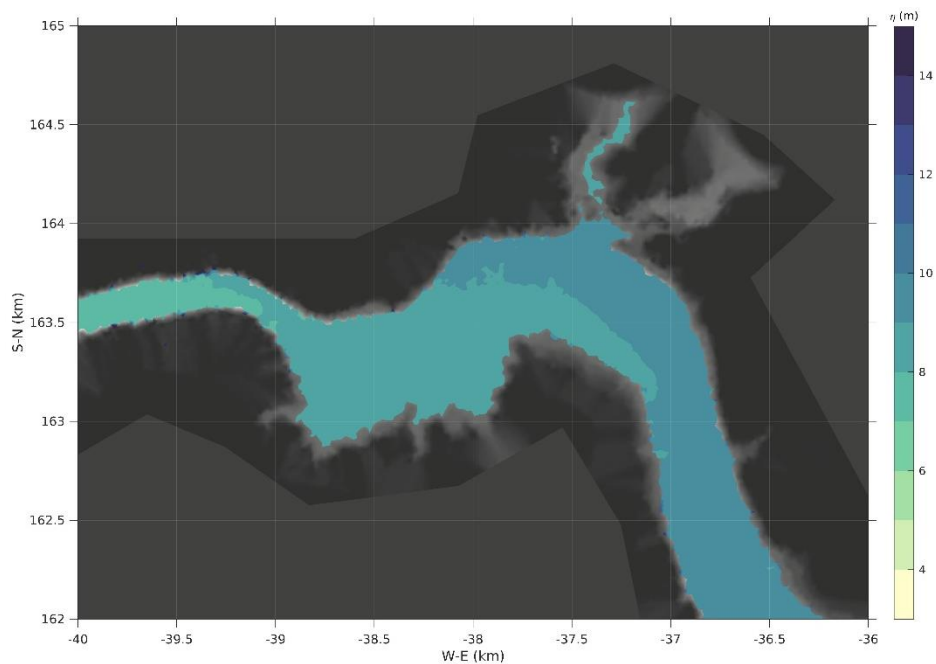


Figura B21: Cenário C4. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

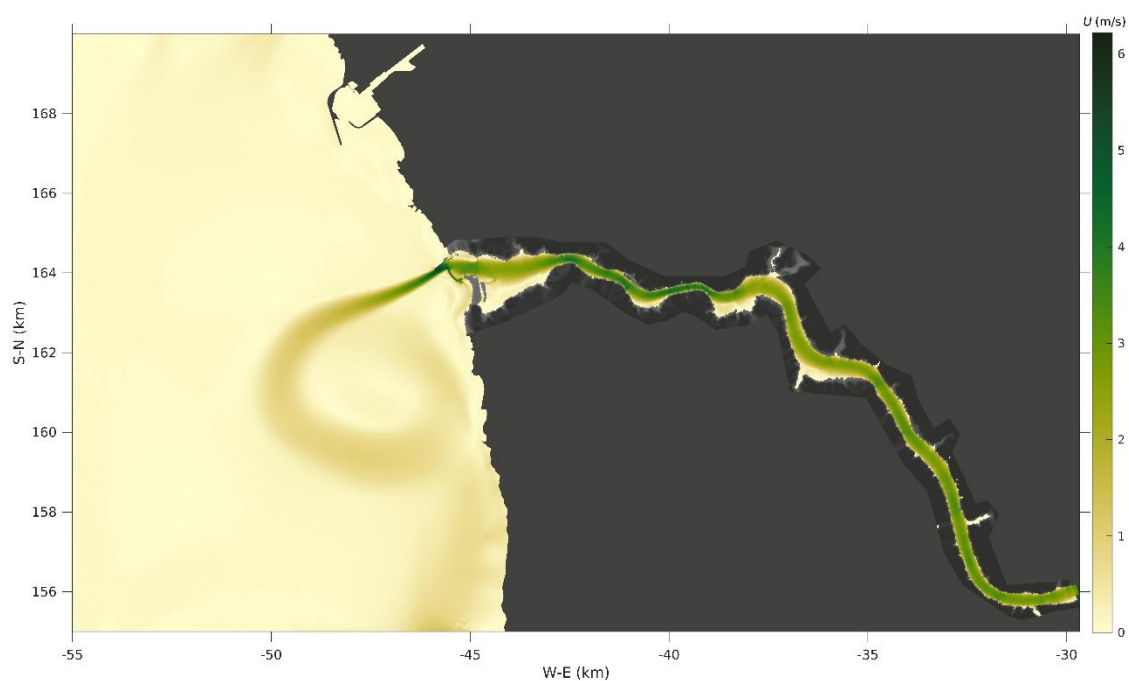


Figura B22: Cenário C4. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

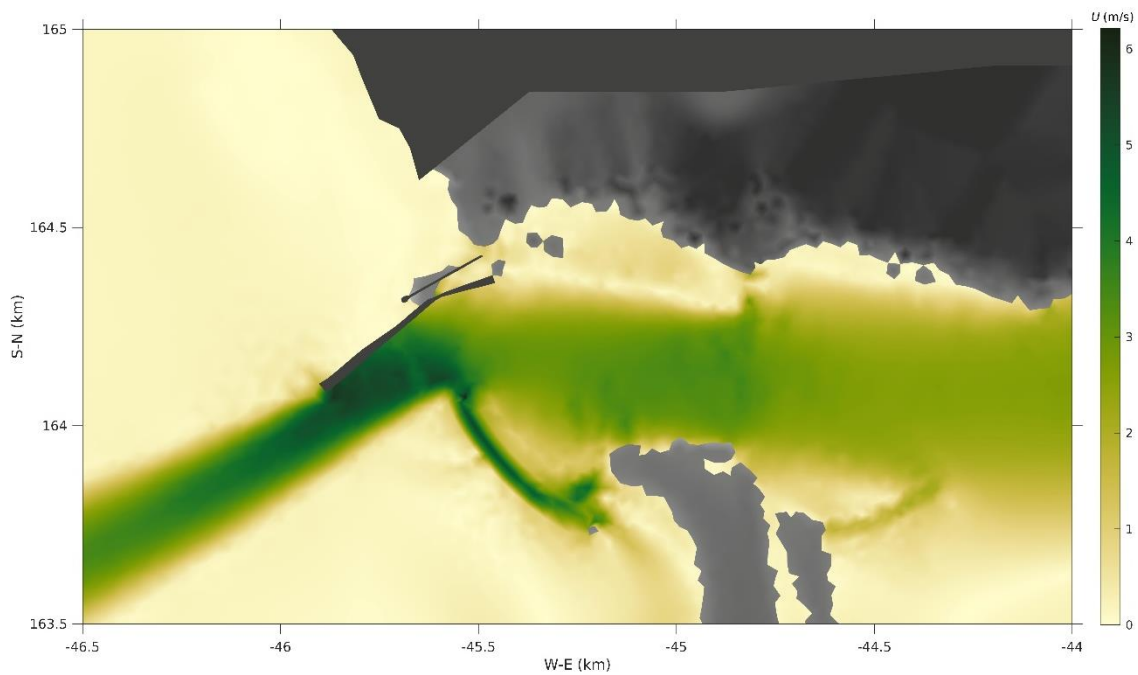


Figura B23: Cenário C4. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

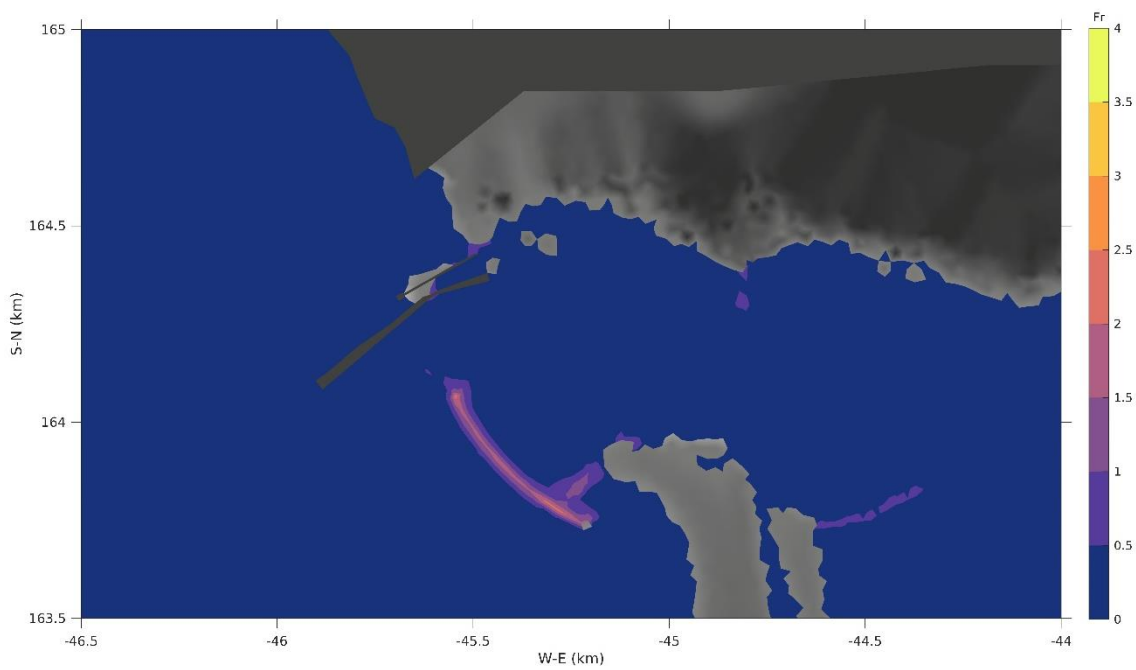


Figura B24: Cenário C4. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

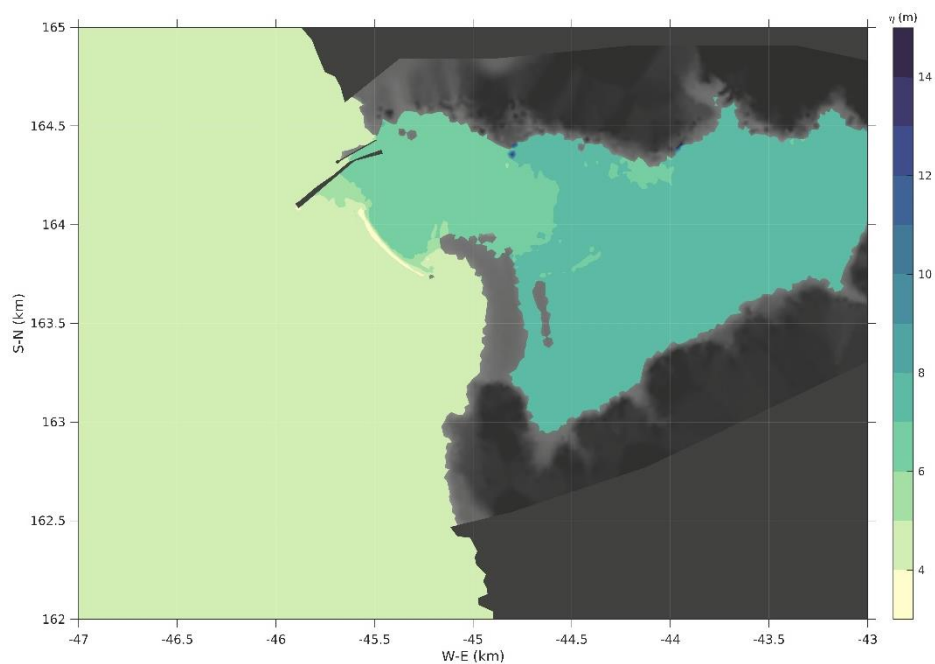


Figura B25: Cenário C5. Elevação da superfície livre entre os quebra-mares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24 h$).

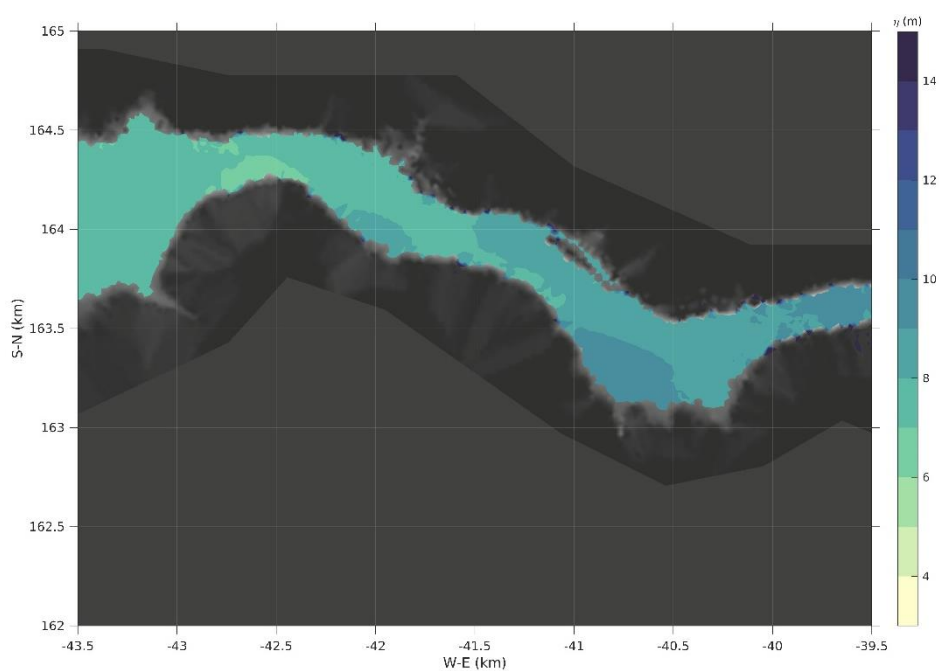


Figura B26: Cenário C5. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurada e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

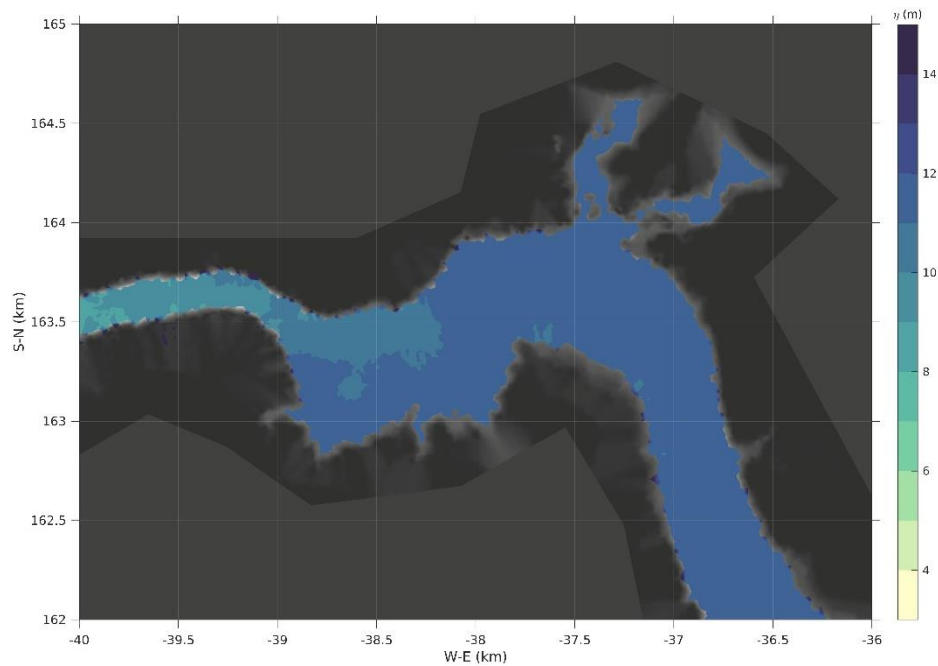


Figura B27: Cenário C5. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

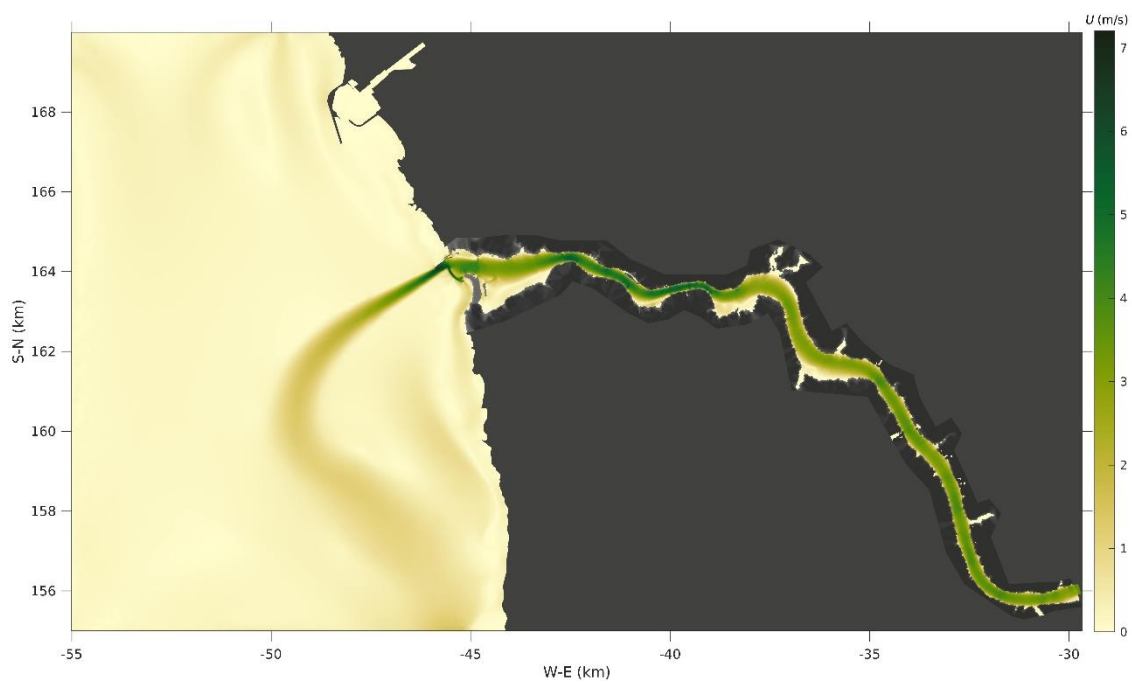


Figura B28: Cenário C5. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

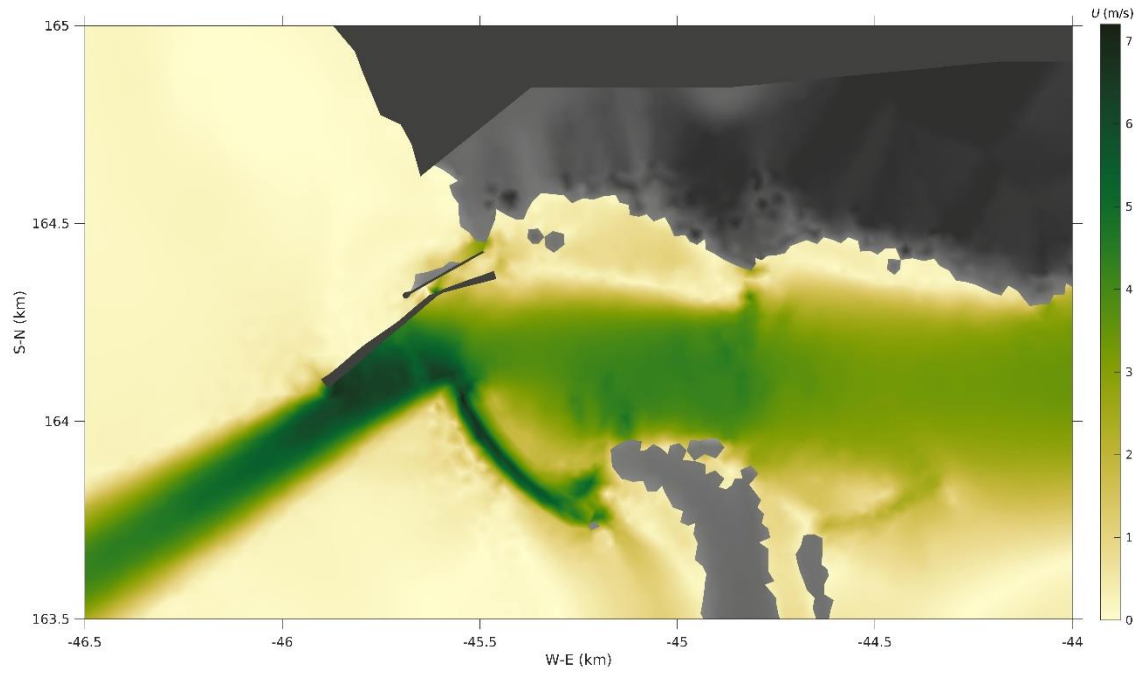


Figura B29: Cenário C5. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

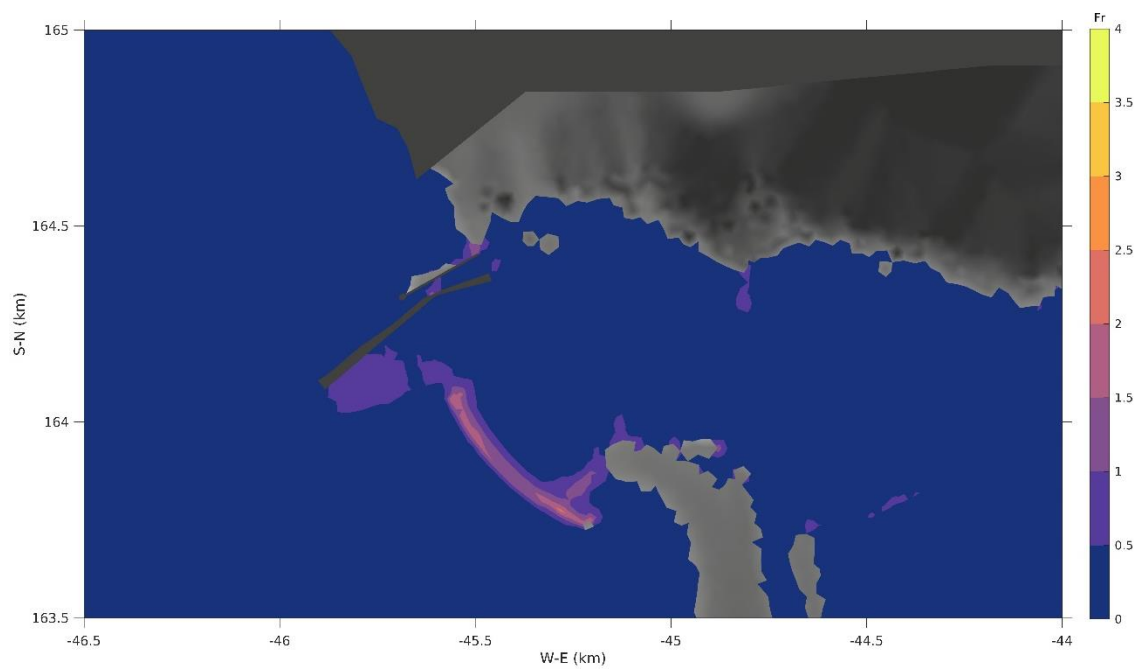


Figura B30: Cenário C5. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

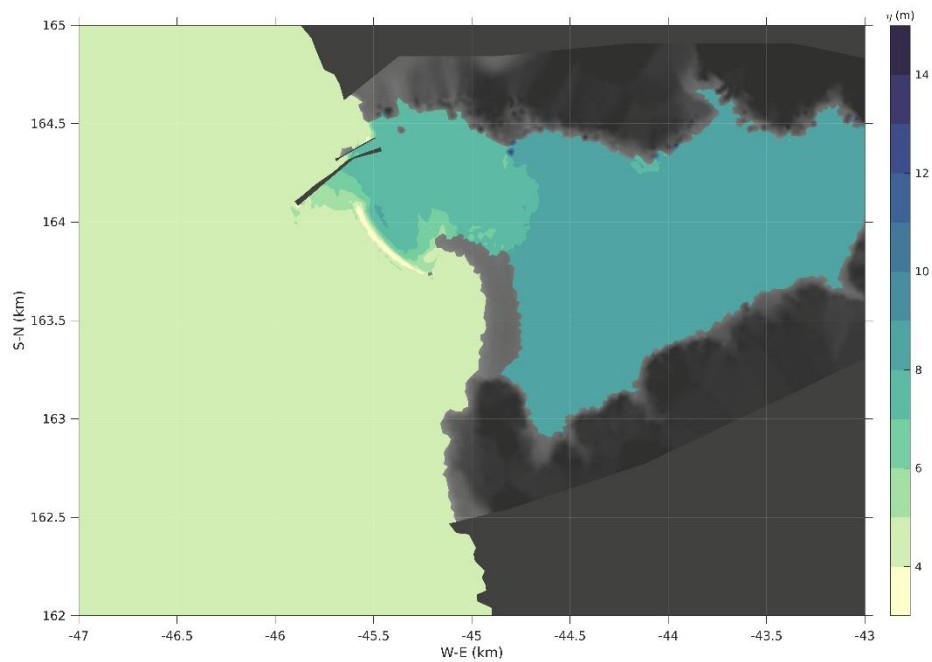


Figura B31: Cenário C6. Elevação da superfície livre entre os quebramares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24 h$).

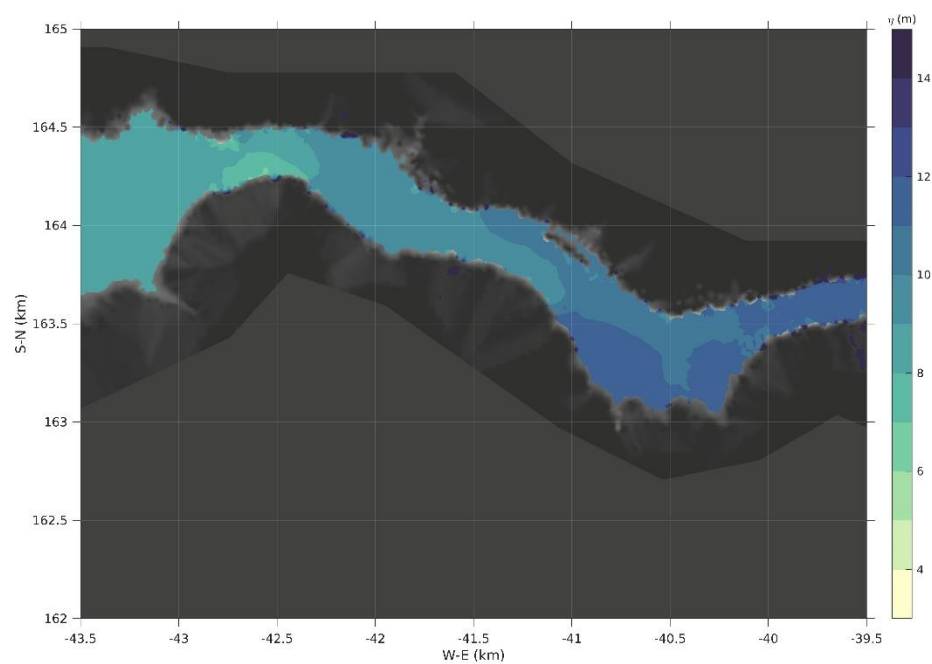


Figura B32: Cenário C6. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurada e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

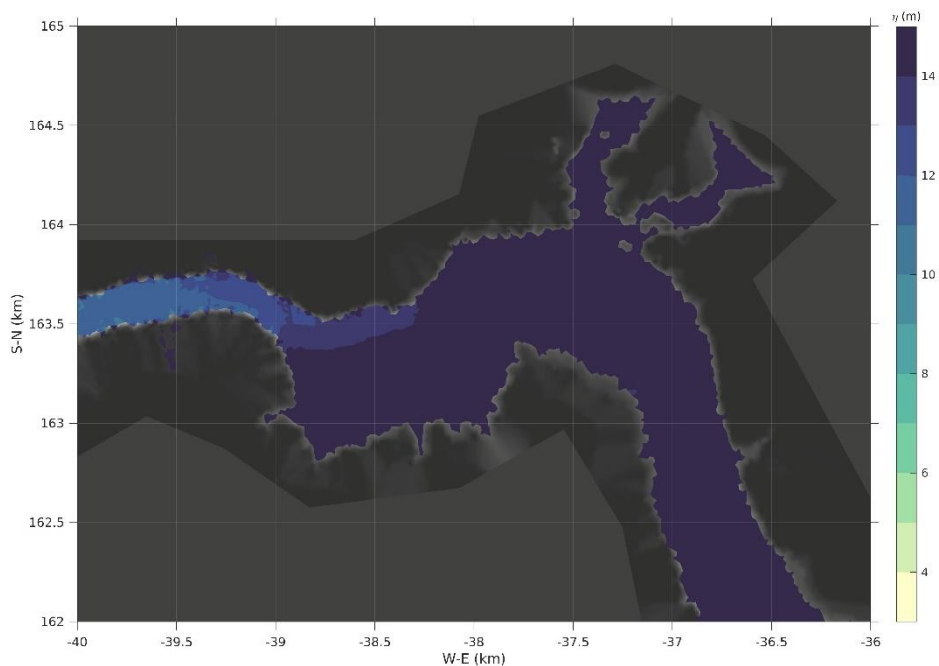


Figura B33: Cenário C6. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

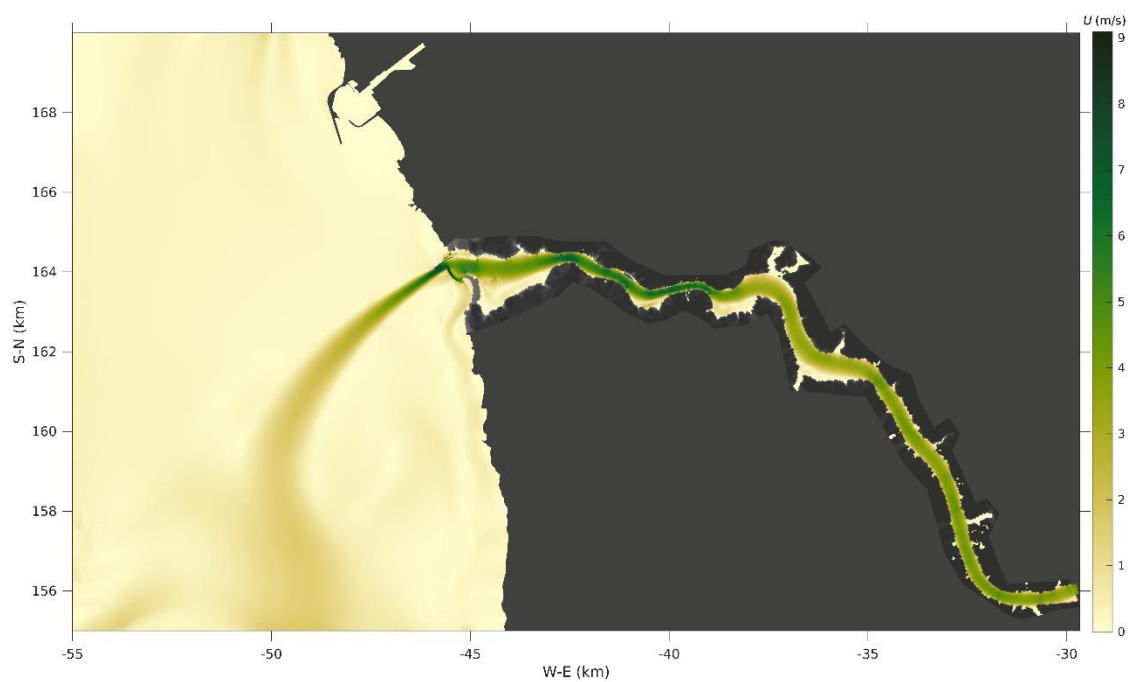


Figura B34: Cenário C6. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

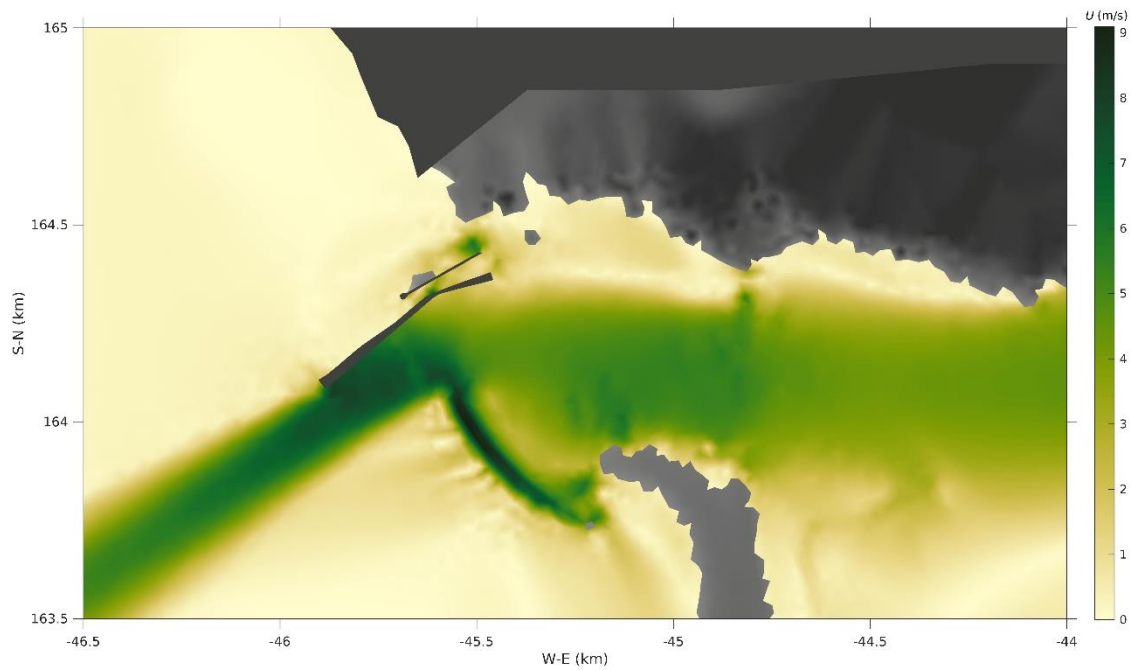


Figura B35: Cenário C6. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

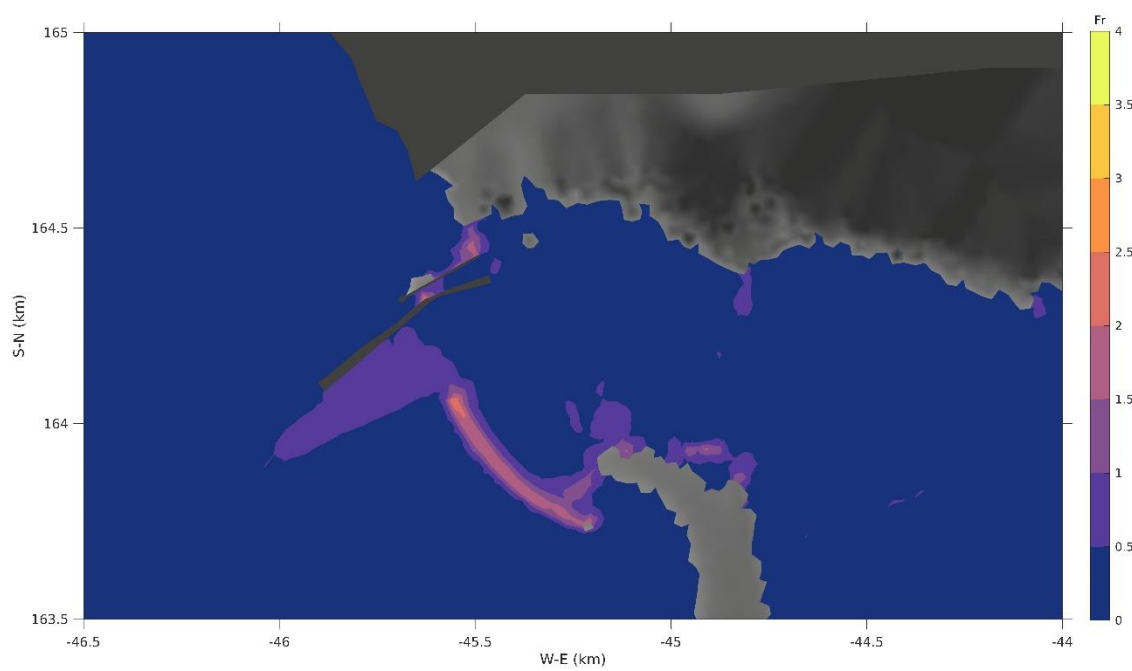


Figura B36: Cenário C6. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

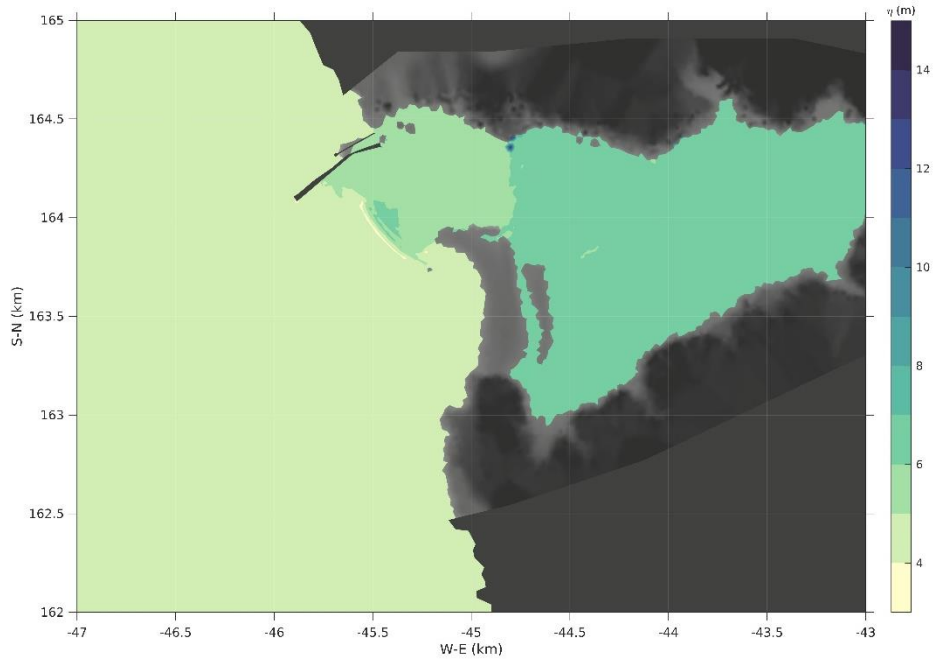


Figura B37: Cenário C7. Elevação da superfície livre entre os quebramares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24 h$).

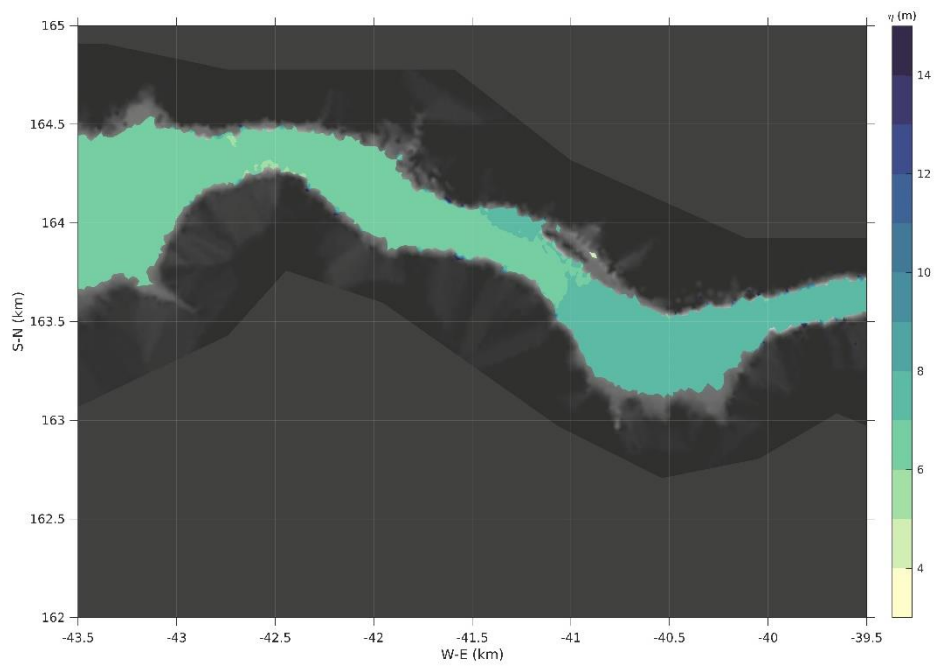


Figura B38: Cenário C7. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurada e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

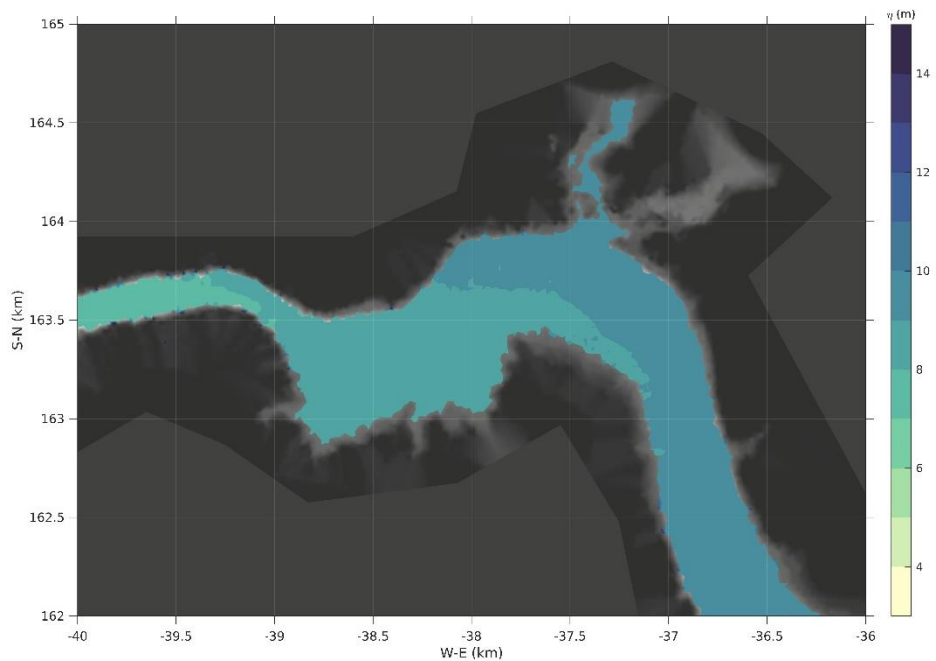


Figura B39: Cenário C7. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

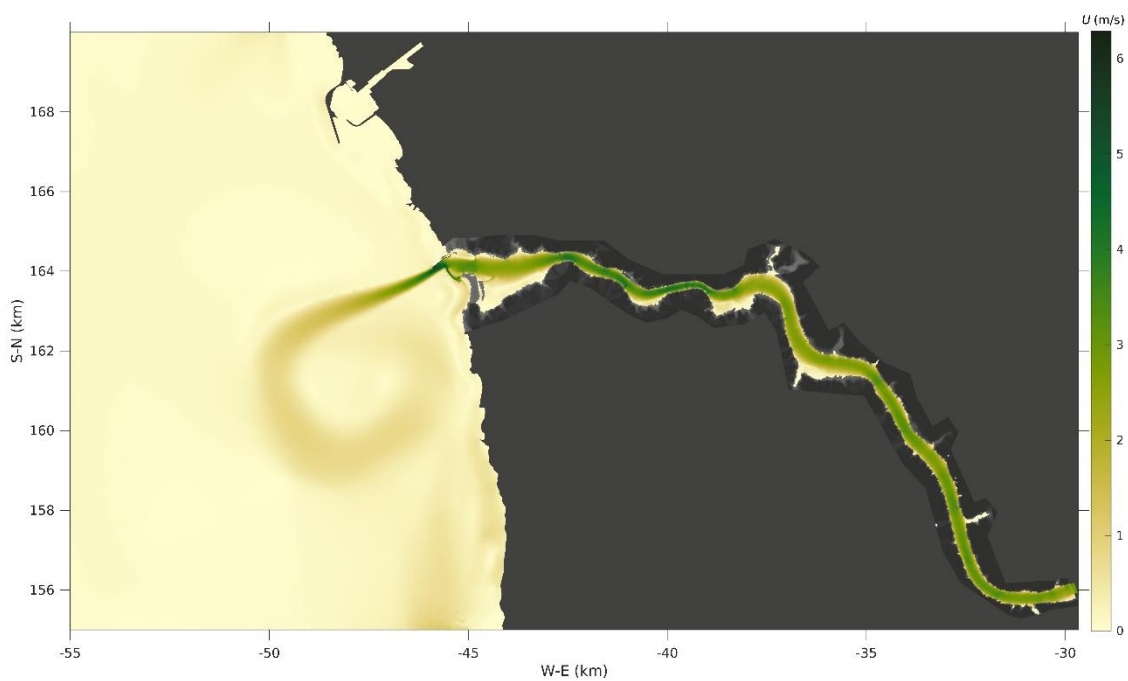


Figura B40: Cenário C7. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

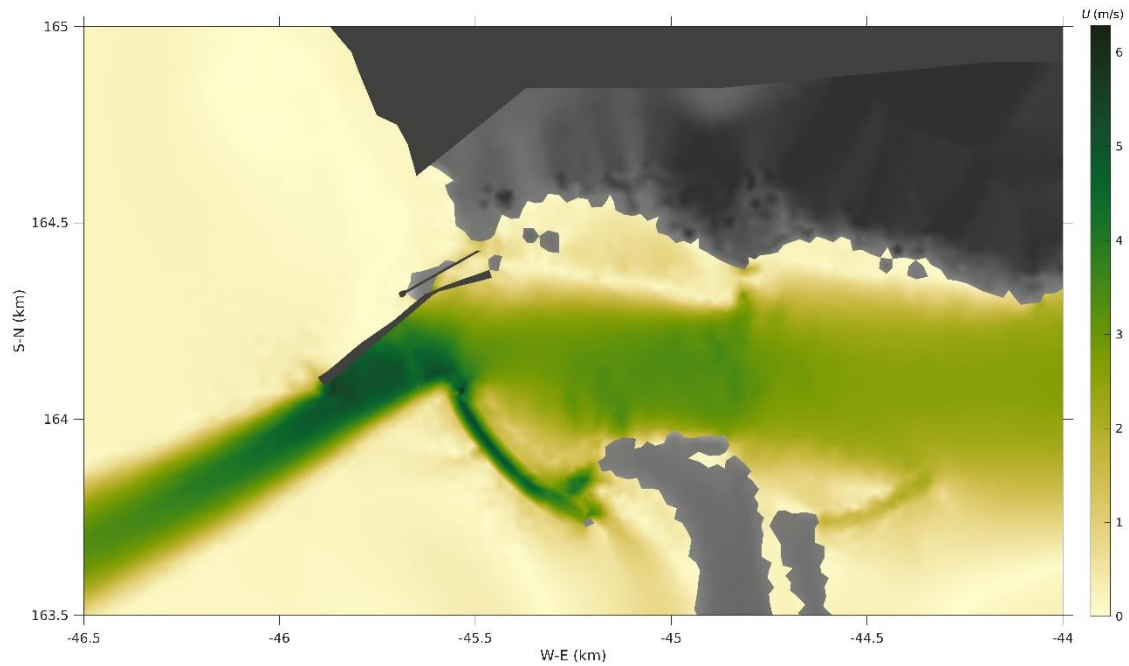


Figura B41: Cenário C7. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

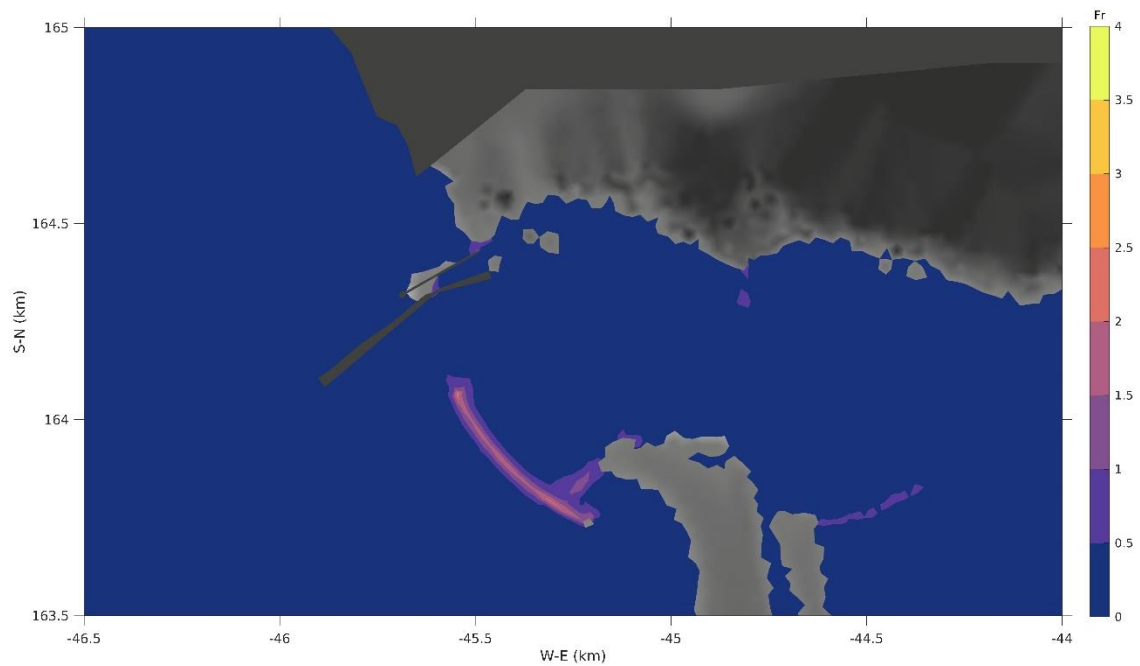


Figura B42: Cenário C7. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

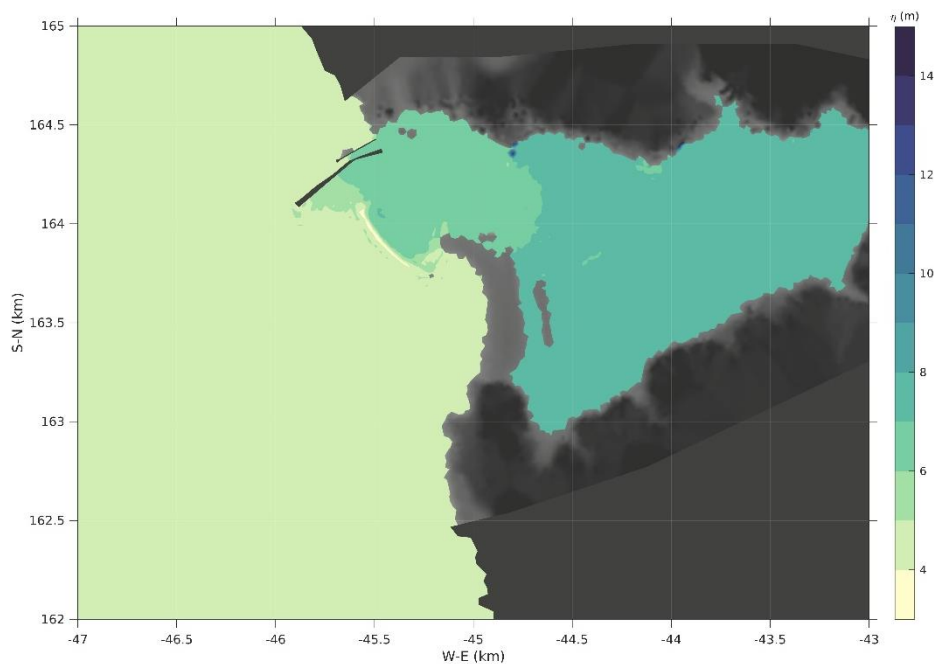


Figura B43: Cenário C8. Elevação da superfície livre entre os quebra-mares e S. Pedro da Afurada ($t = 24 h$).

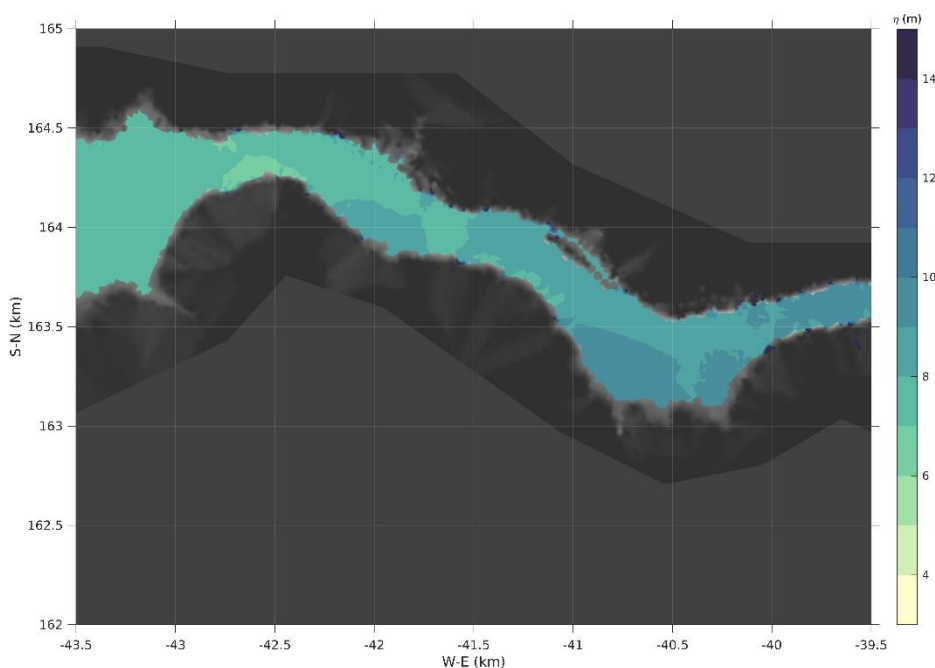


Figura B44: Cenário C8. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurada e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

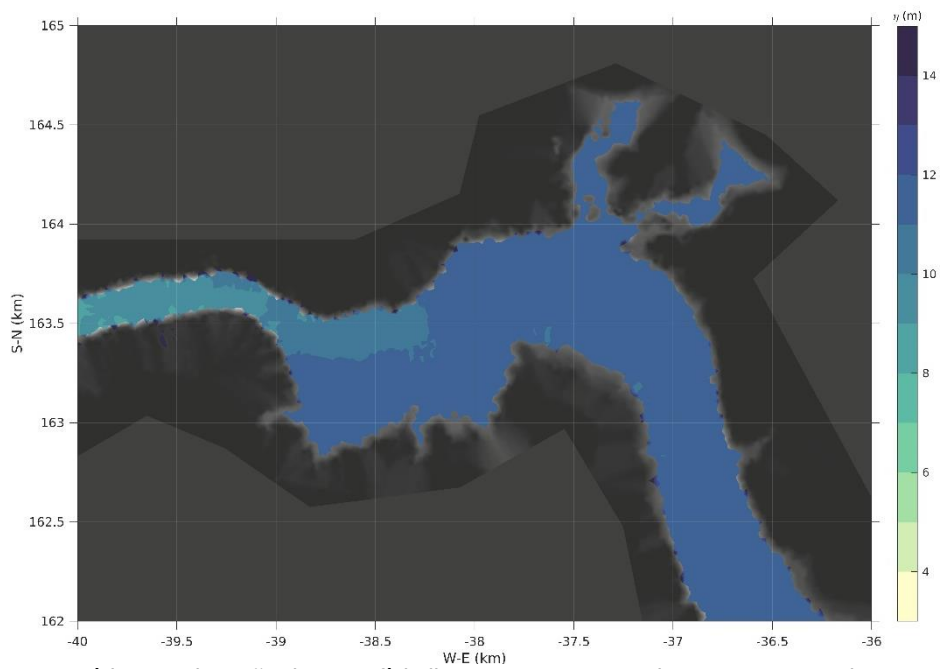


Figura B45: Cenário C8. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

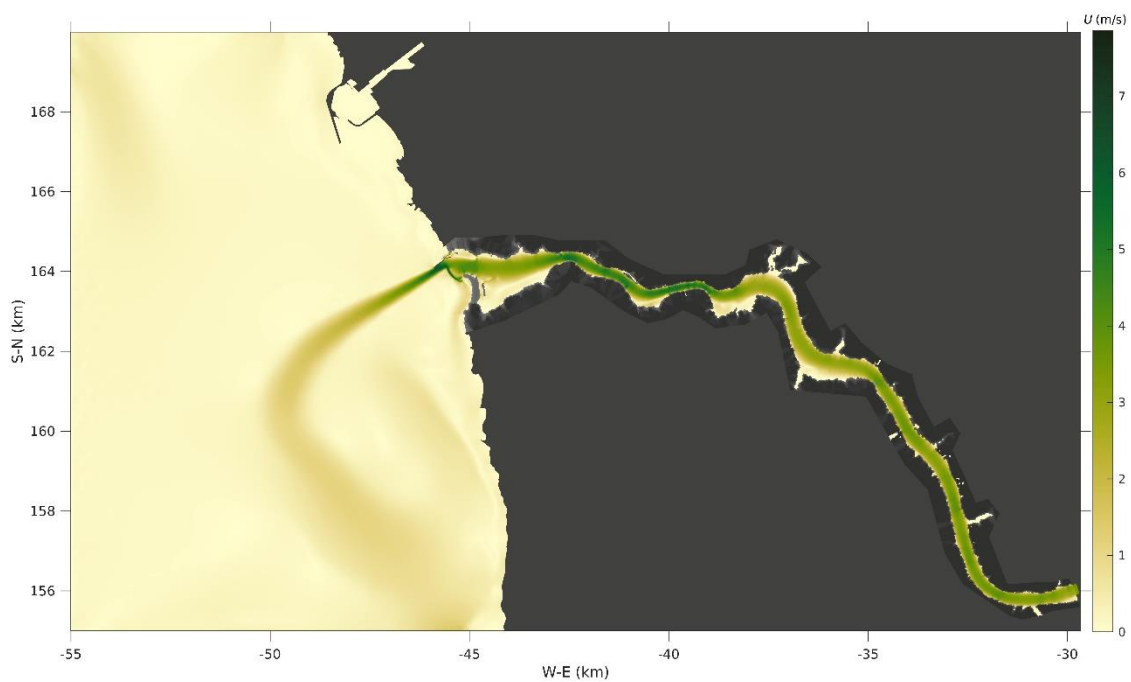


Figura B46: Cenário C8. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

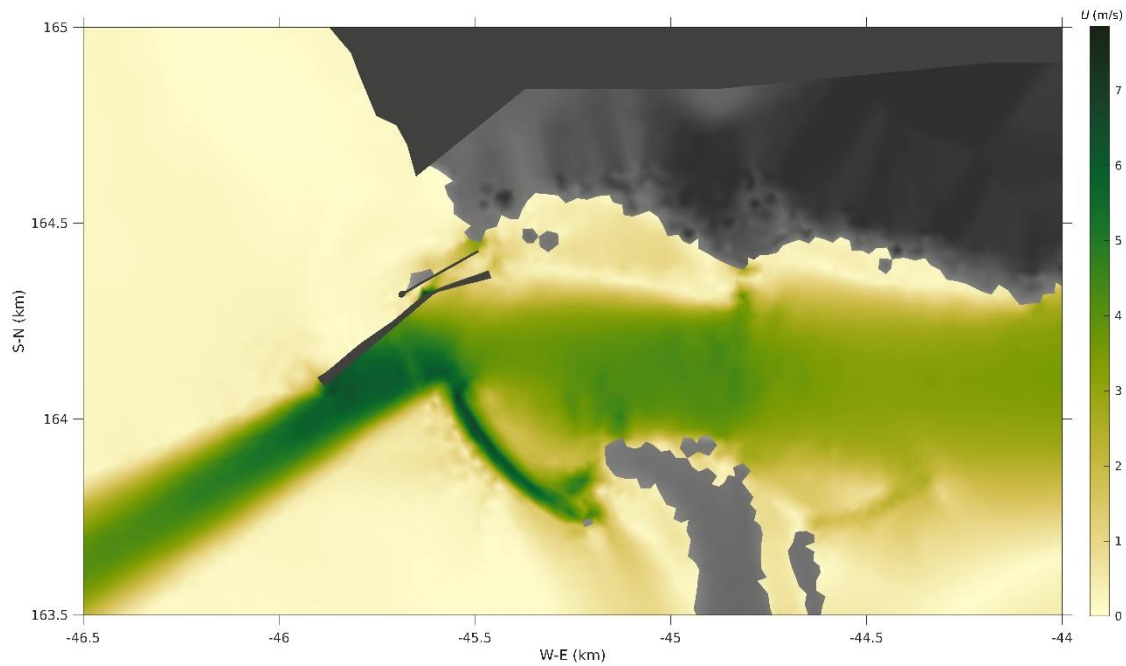


Figura B47: Cenário C8. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

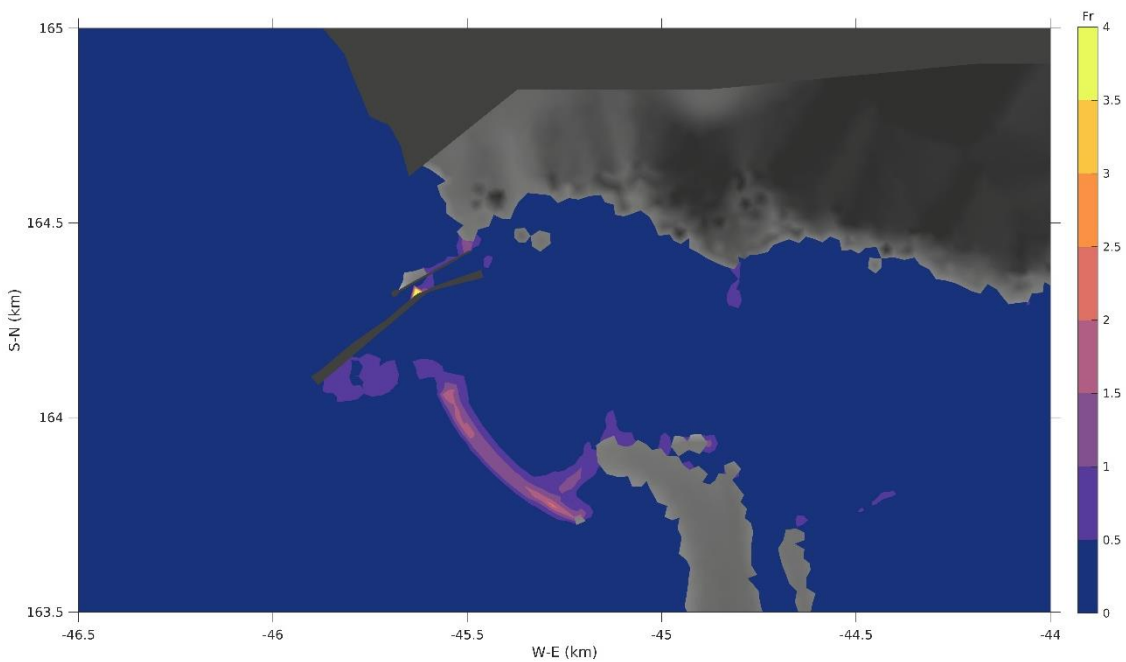


Figura B48: Cenário C8. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

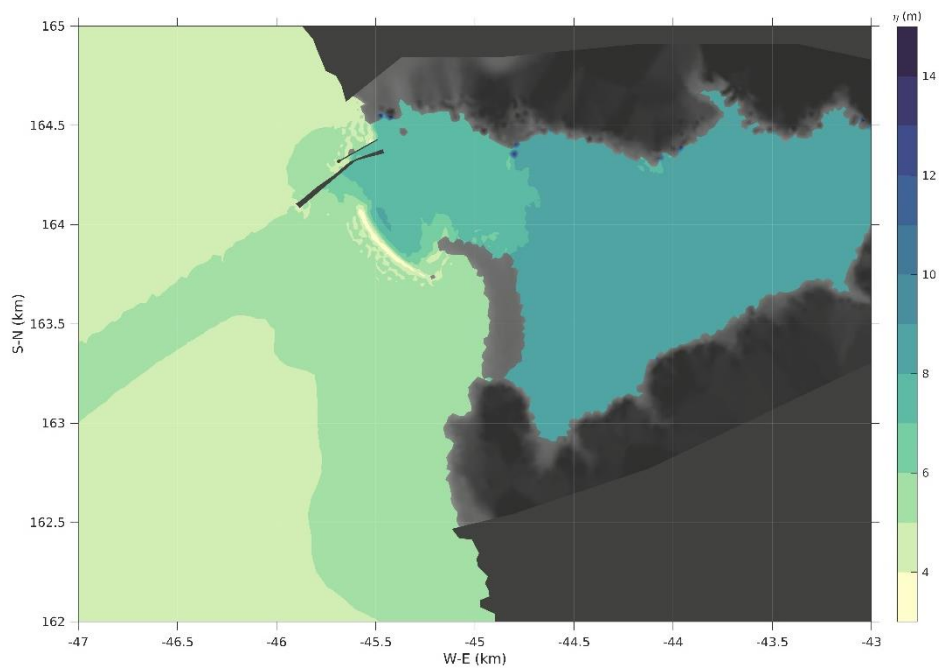


Figura B49: Cenário C9. Elevação da superfície livre entre os quebramares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24 h$).

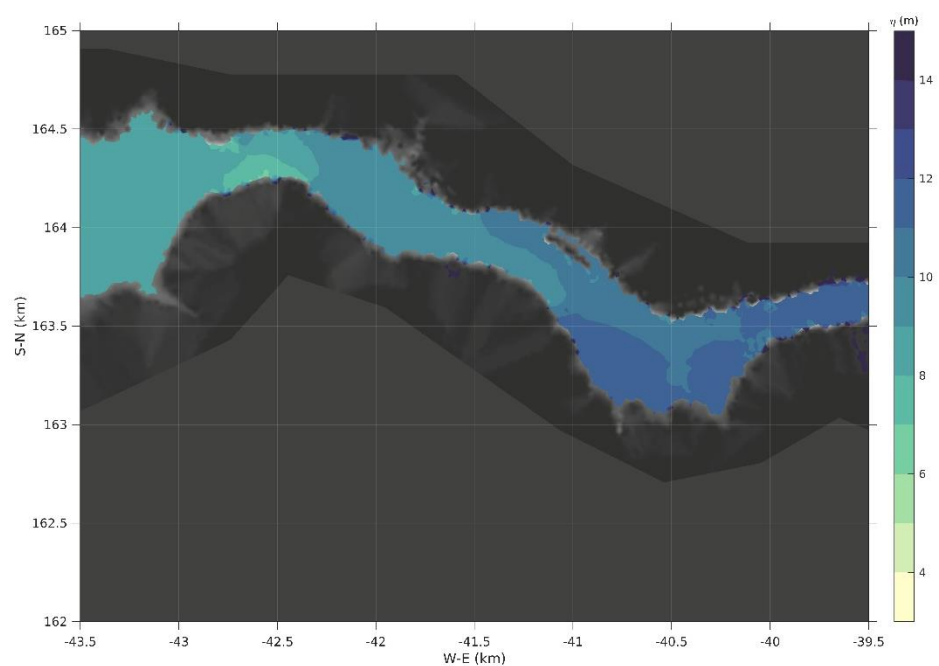


Figura B50: Cenário C9. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurada e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

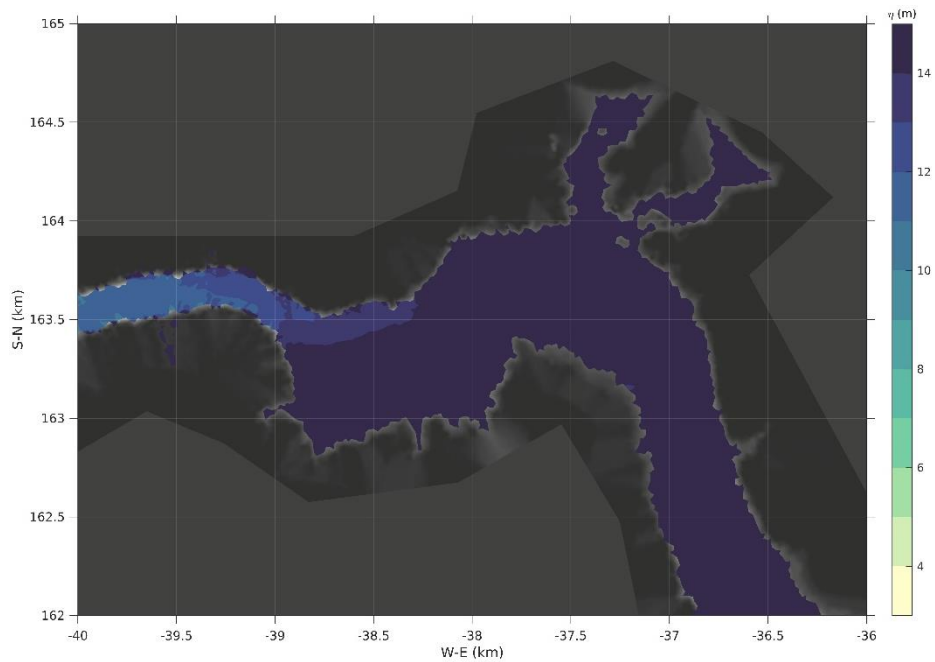


Figura B51: Cenário C9. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

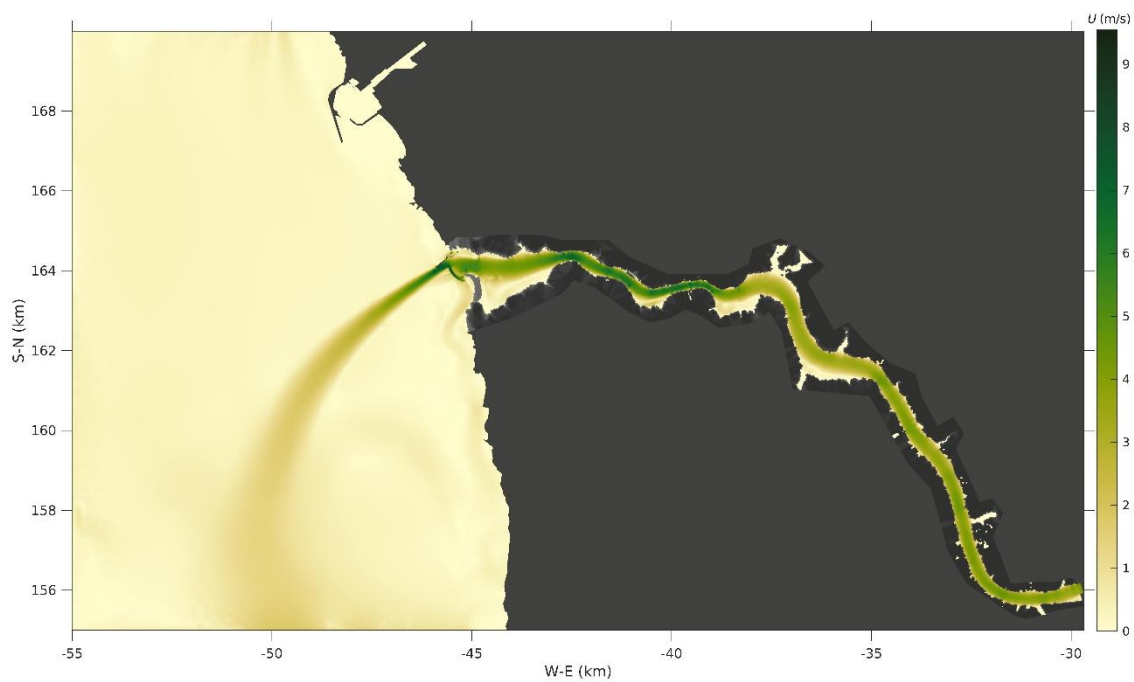


Figura B52: Cenário C9. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

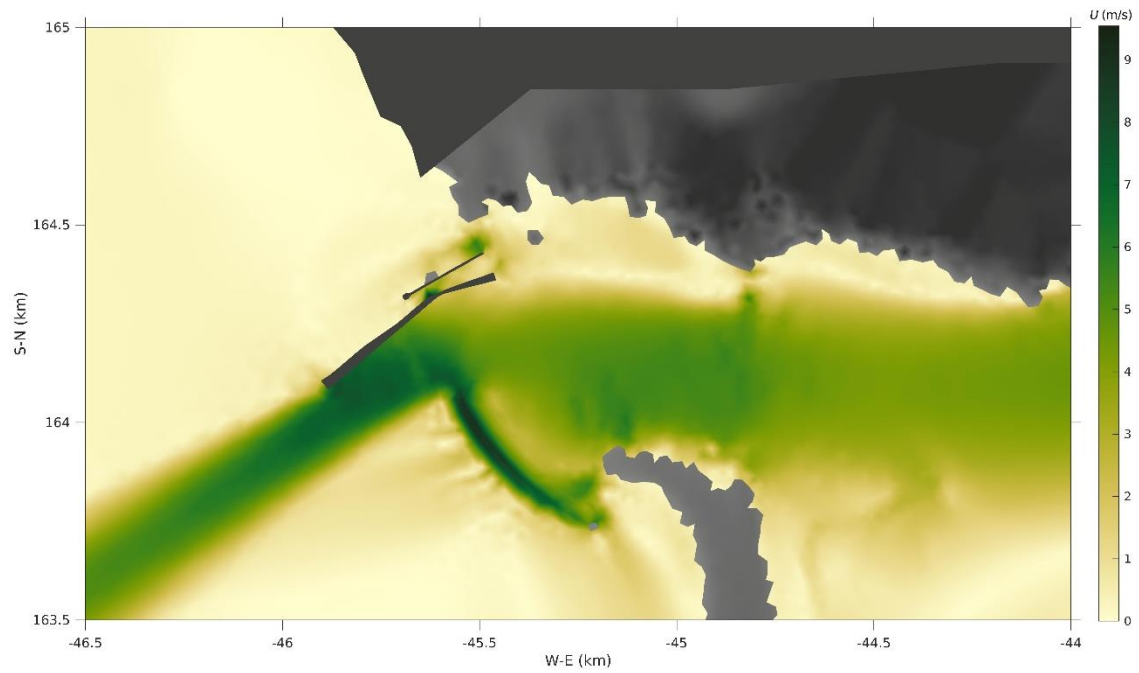


Figura B53: Cenário C9. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

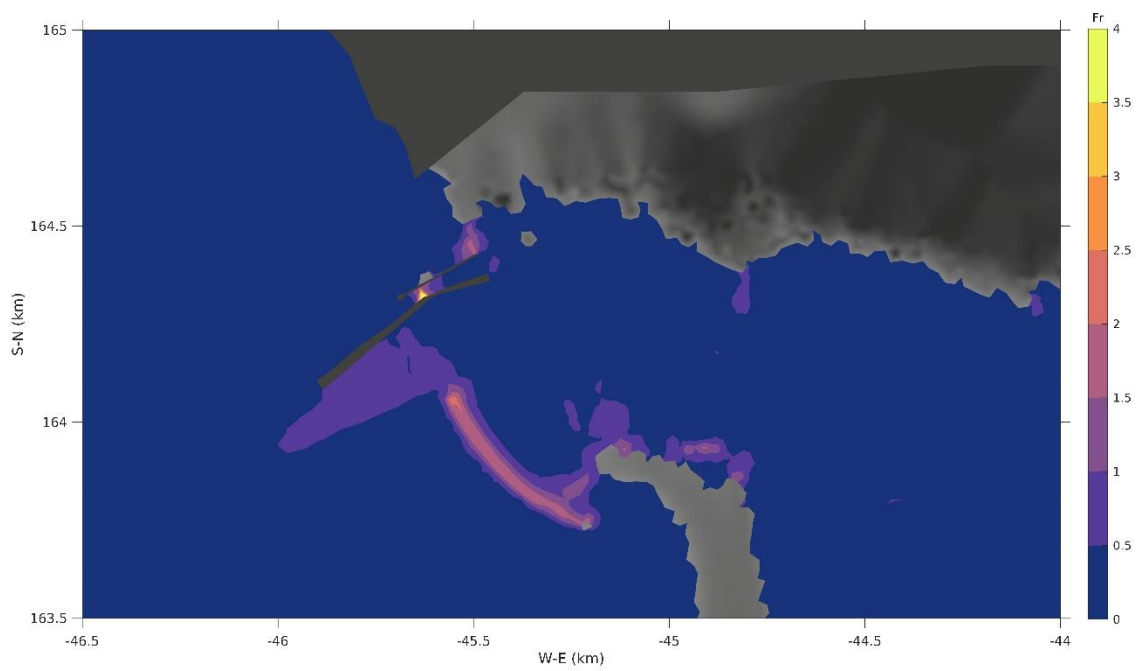


Figura B54: Cenário C9. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

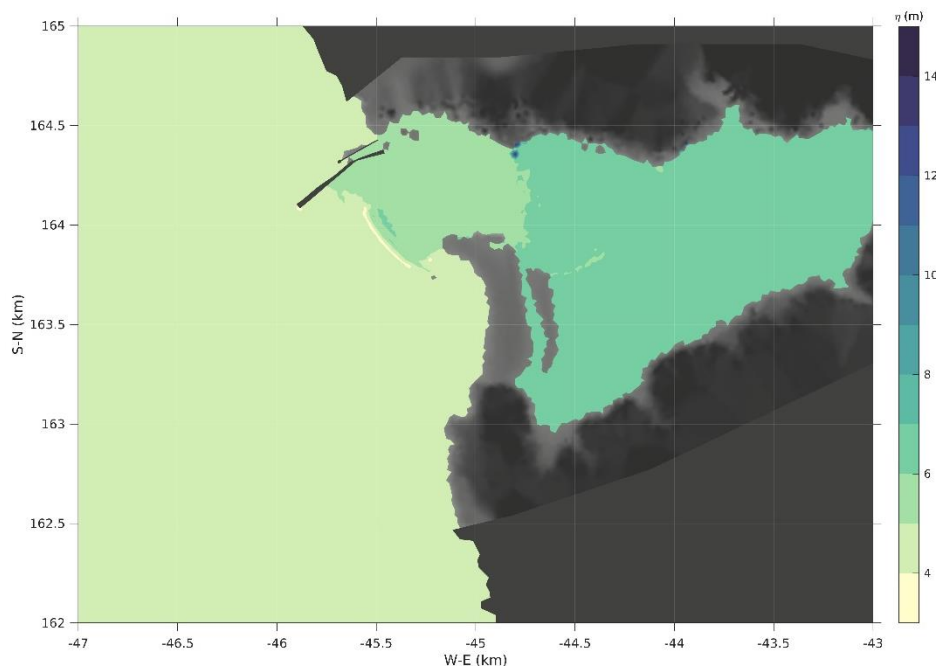


Figura B55: Cenário C10. Elevação da superfície livre entre os quebra-mares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24 h$).

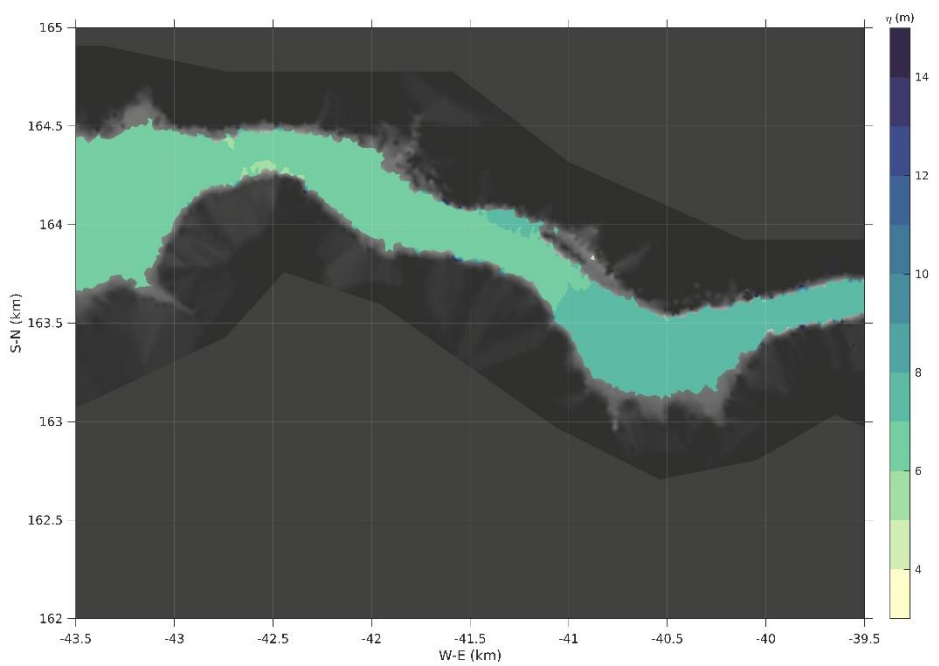


Figura B56: Cenário C10. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurafa e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

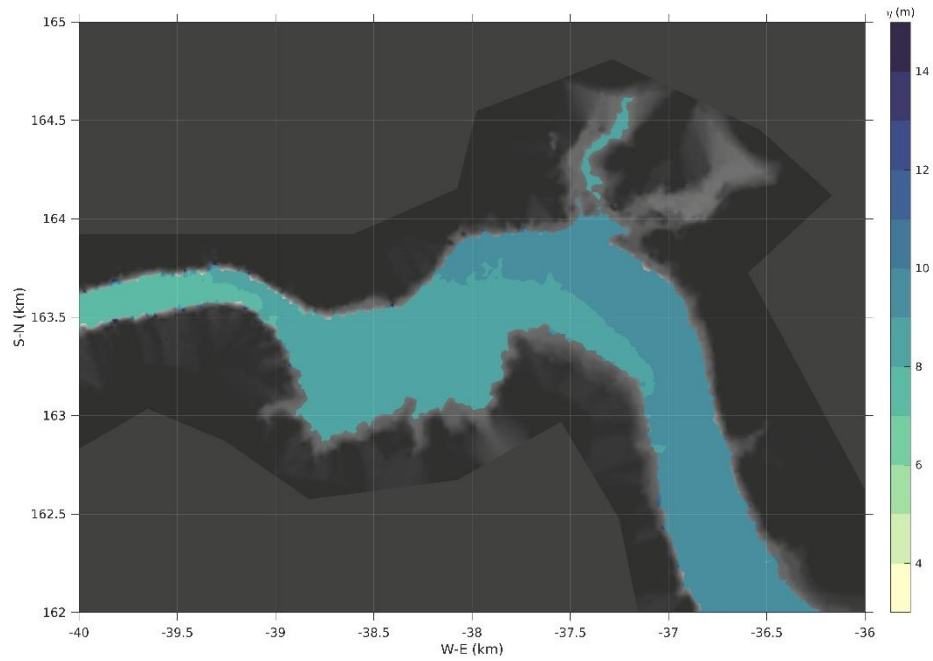


Figura B57: Cenário C10. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

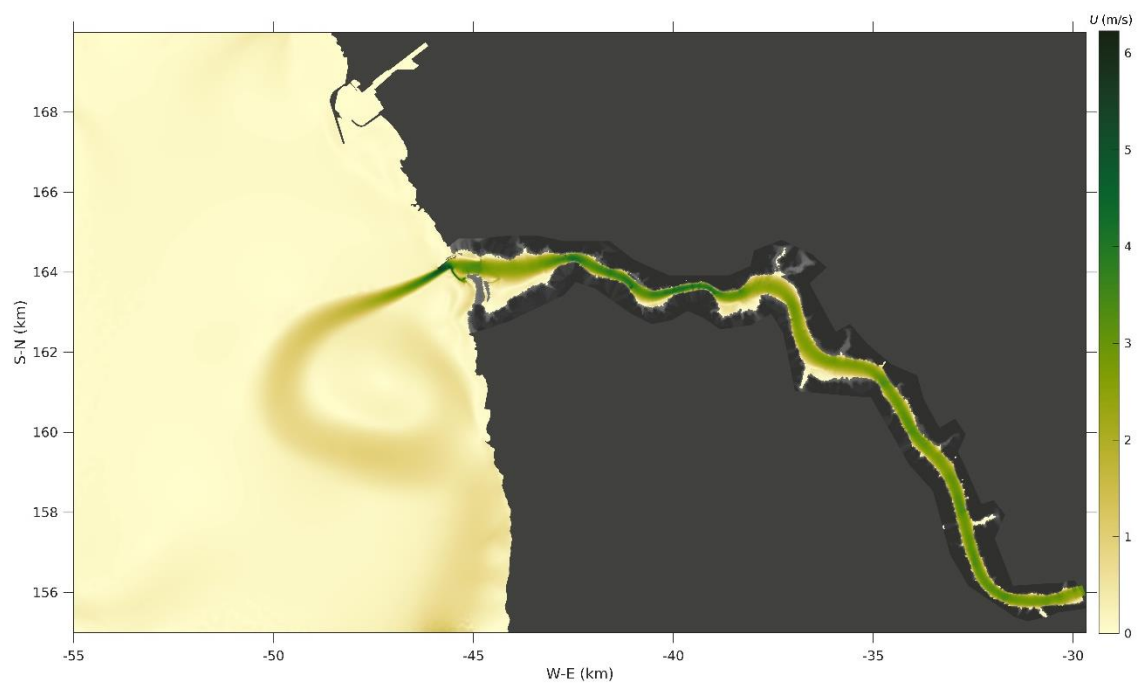


Figura B58: Cenário C10. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

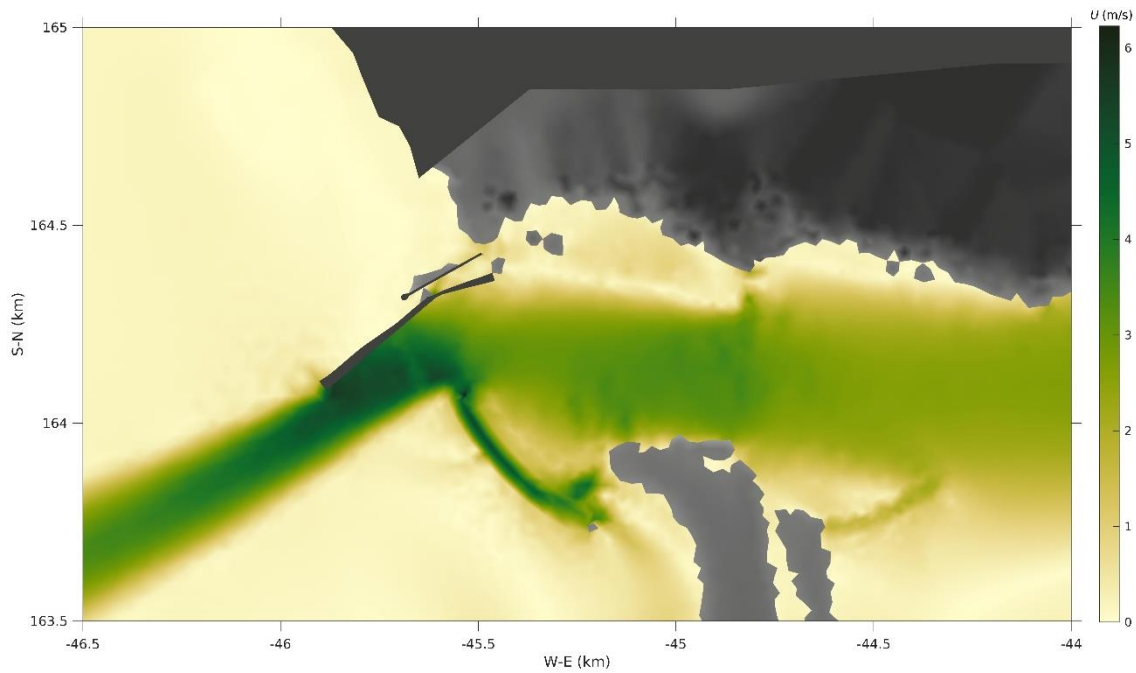


Figura B59: Cenário C10. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

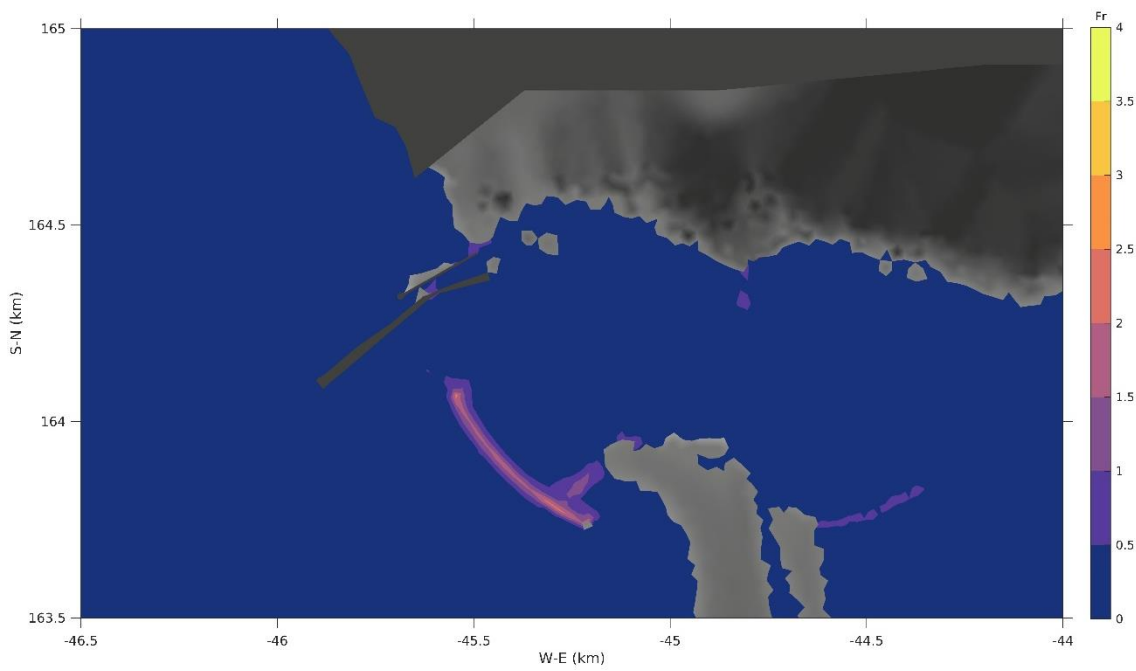


Figura B60: Cenário C10. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

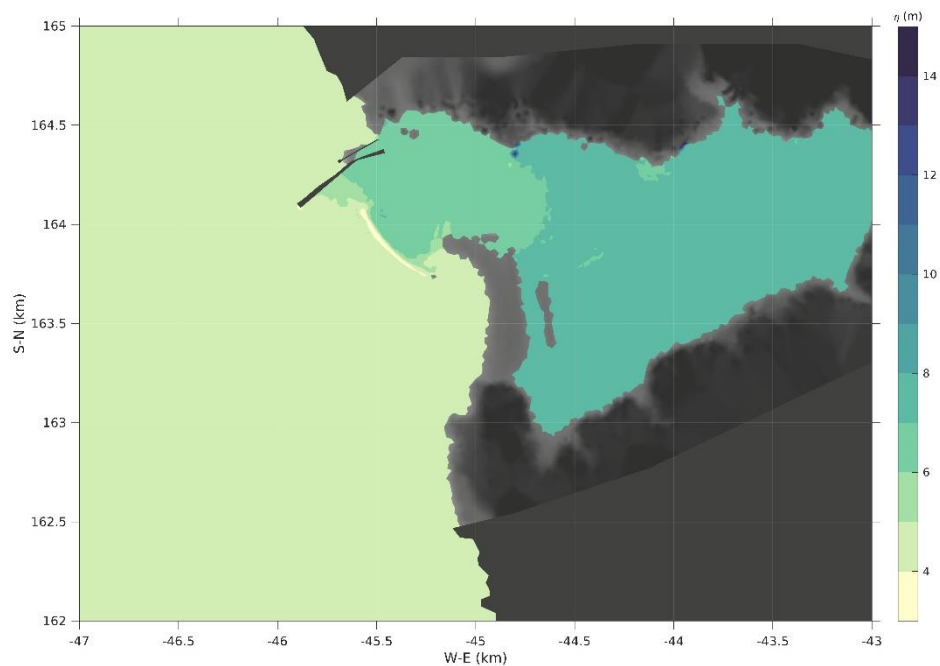


Figura B61: Cenário C11. Elevação da superfície livre entre os quebramares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24 h$).

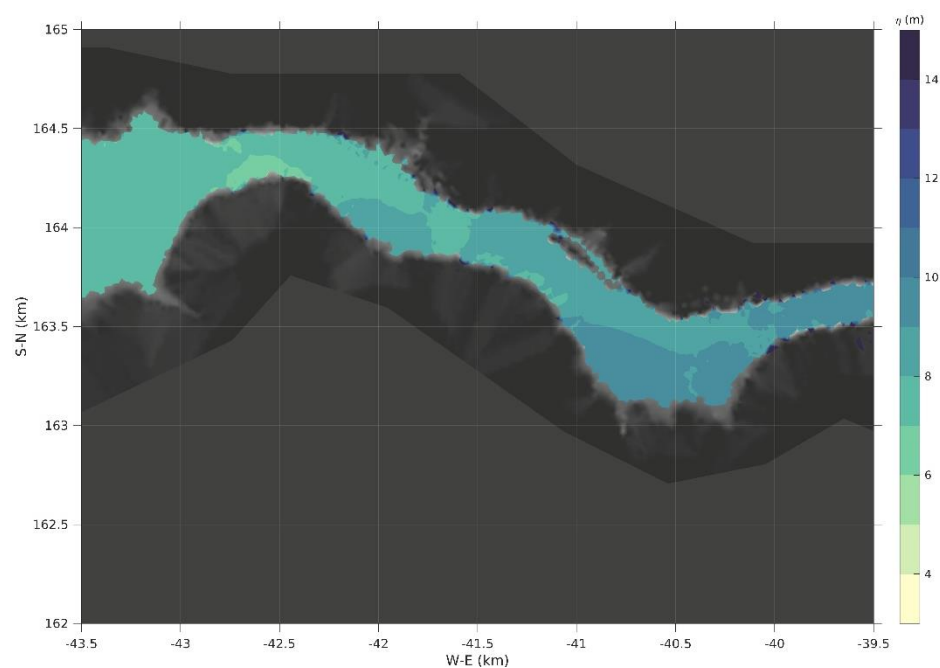


Figura B62: Cenário C11. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurada e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

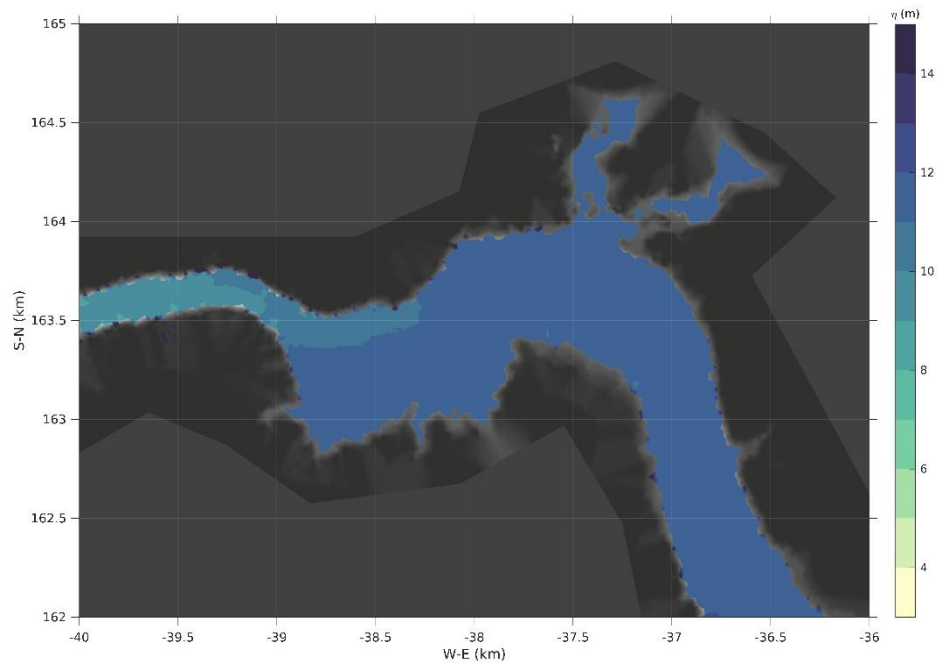


Figura B63: Cenário C11. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

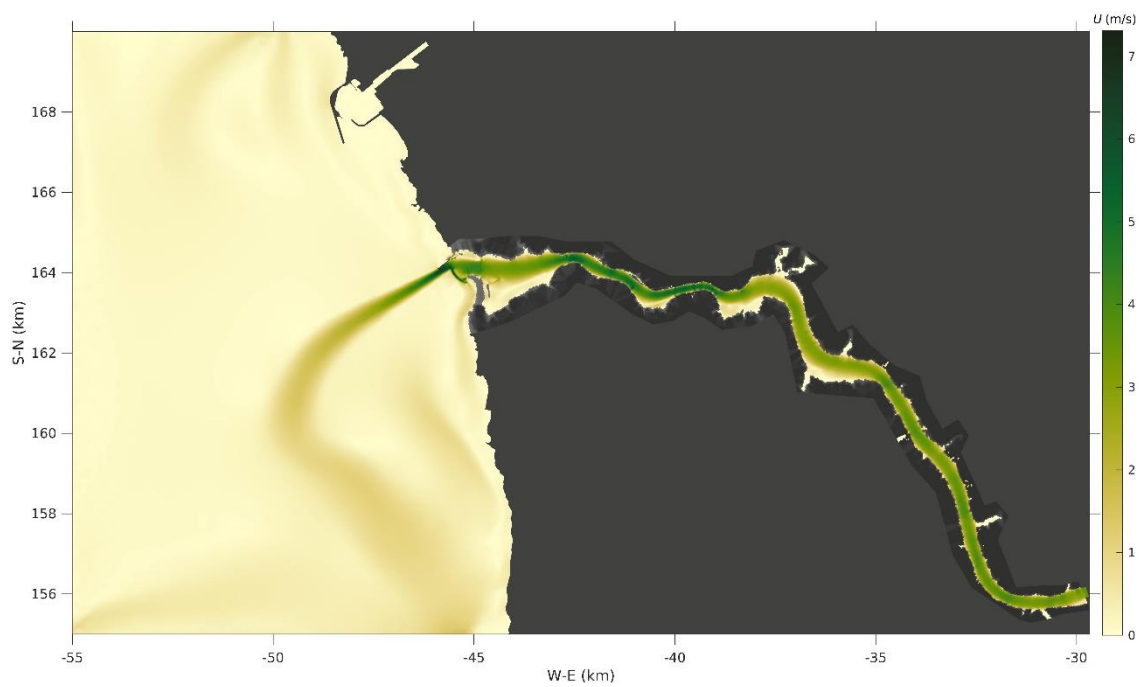


Figura B64: Cenário C11. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

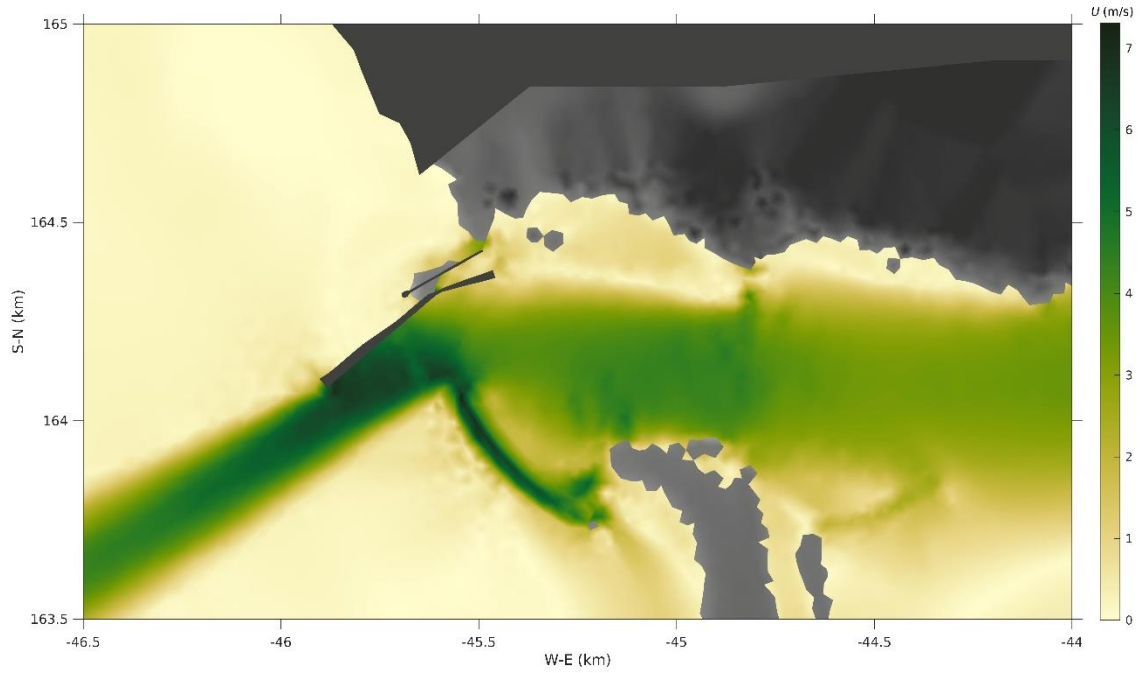


Figura B65: Cenário C11. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

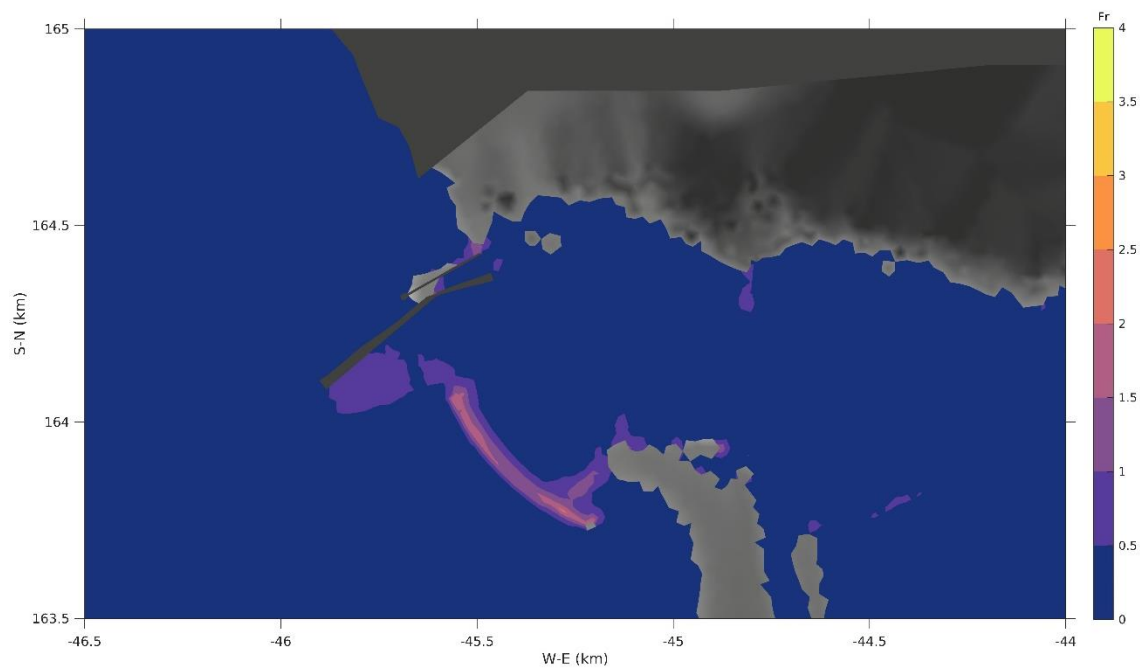


Figura B66: Cenário C11. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

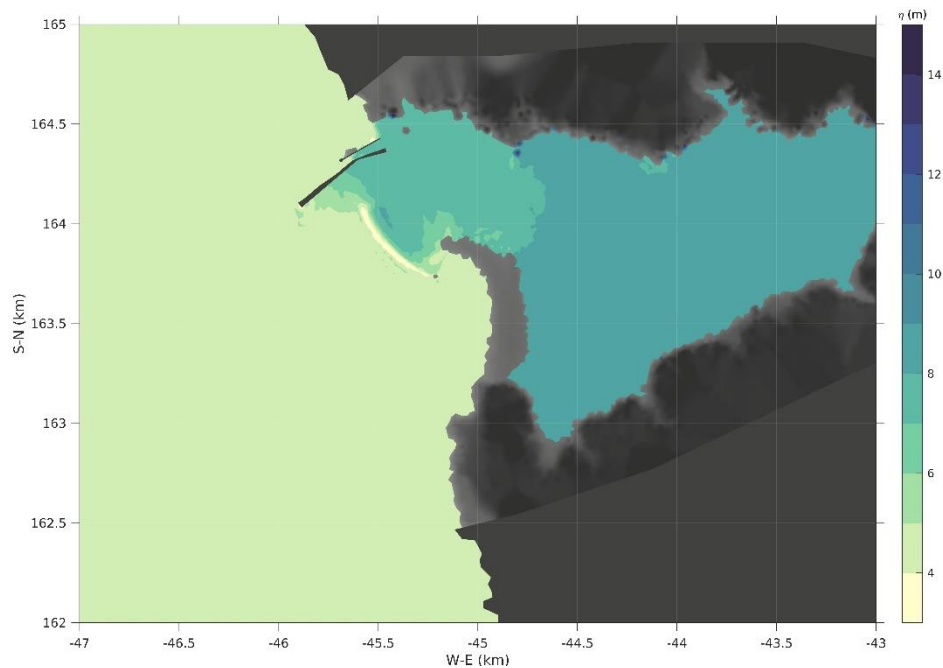


Figura B67: Cenário C12. Elevação da superfície livre entre os quebra-mares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24 h$).

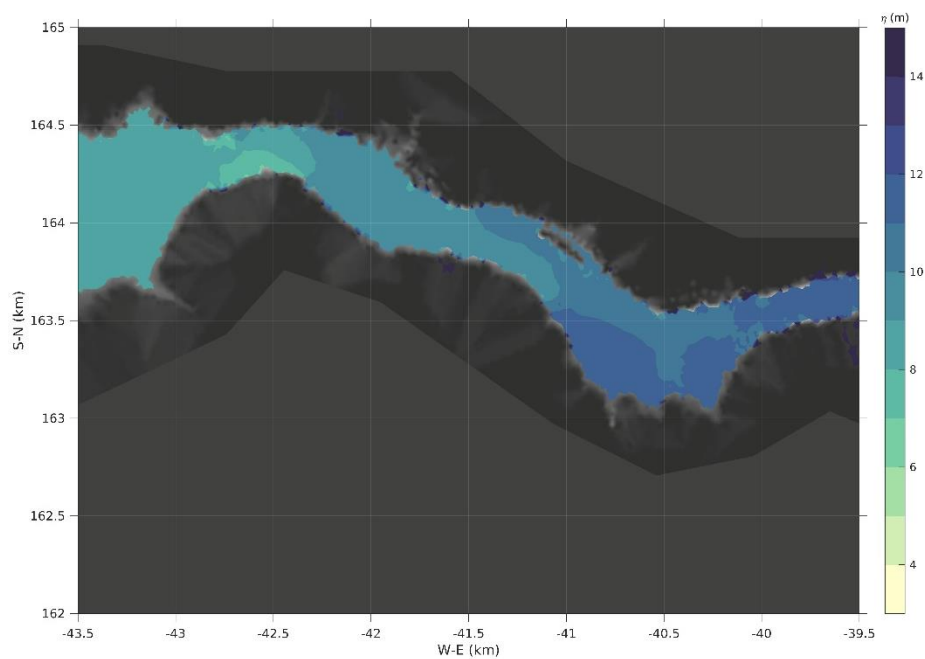


Figura B68: Cenário C12. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurada e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

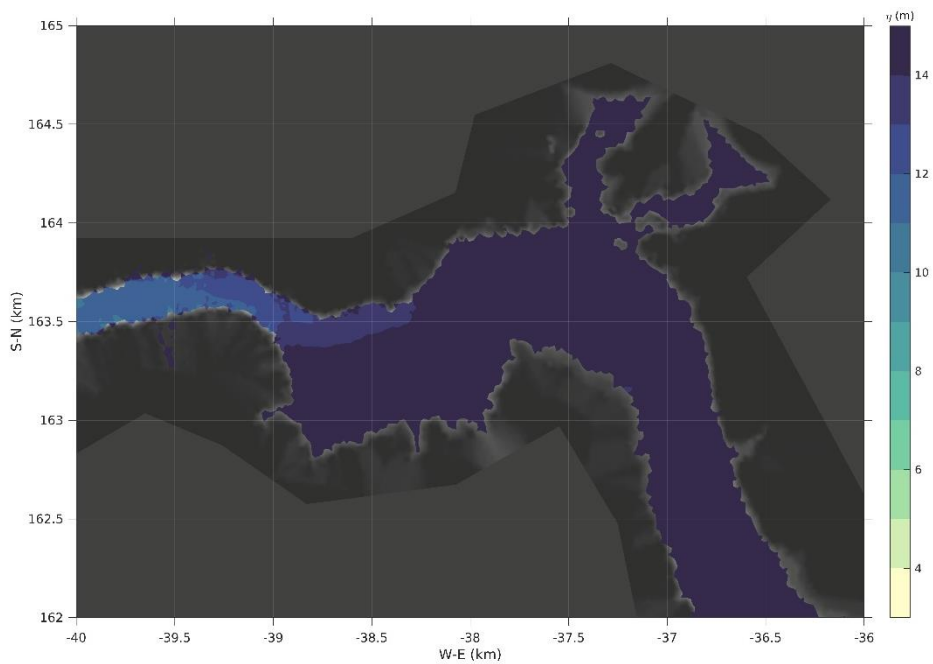


Figura B69: Cenário C12. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

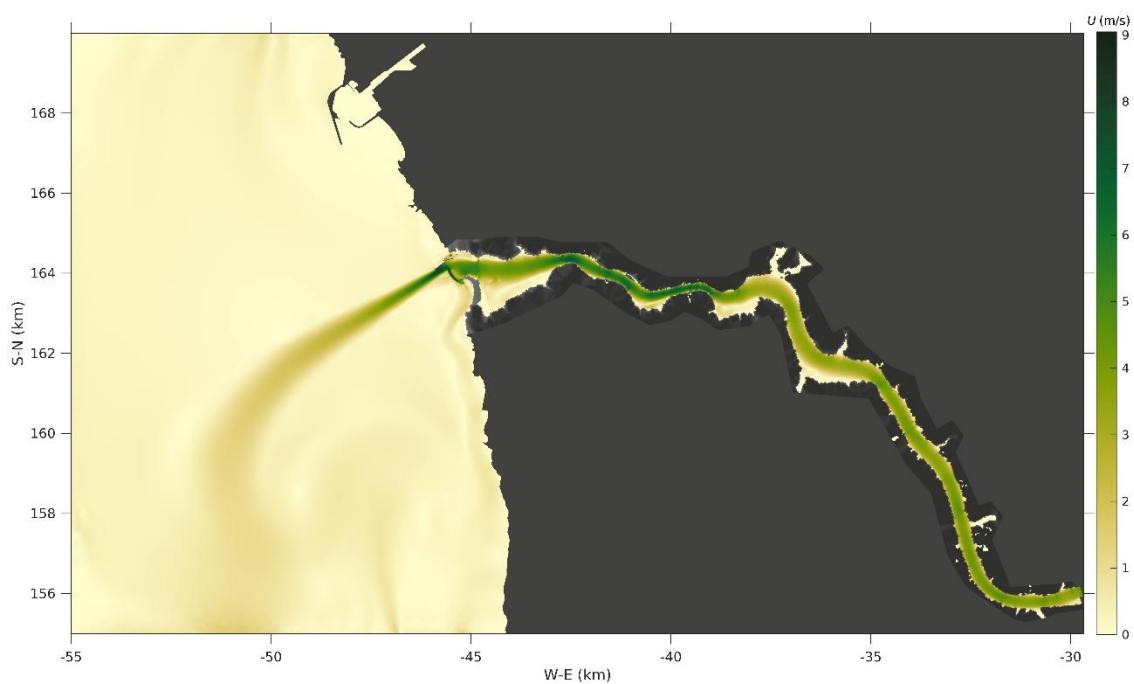


Figura B70: Cenário C12. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

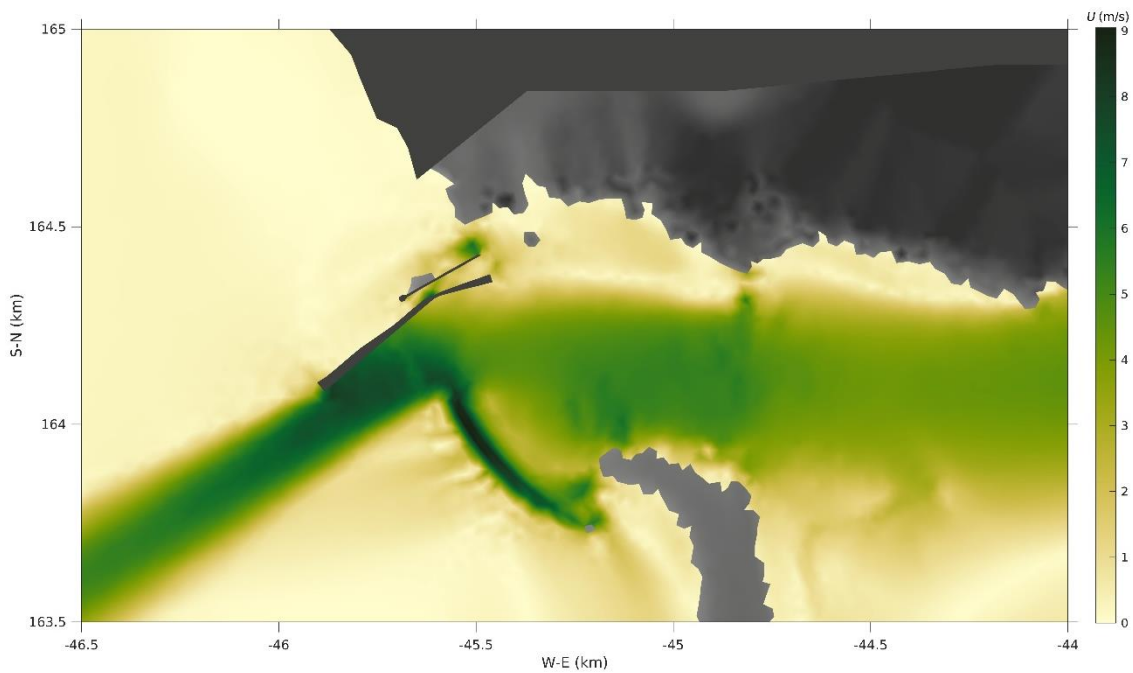


Figura B71: Cenário C12. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

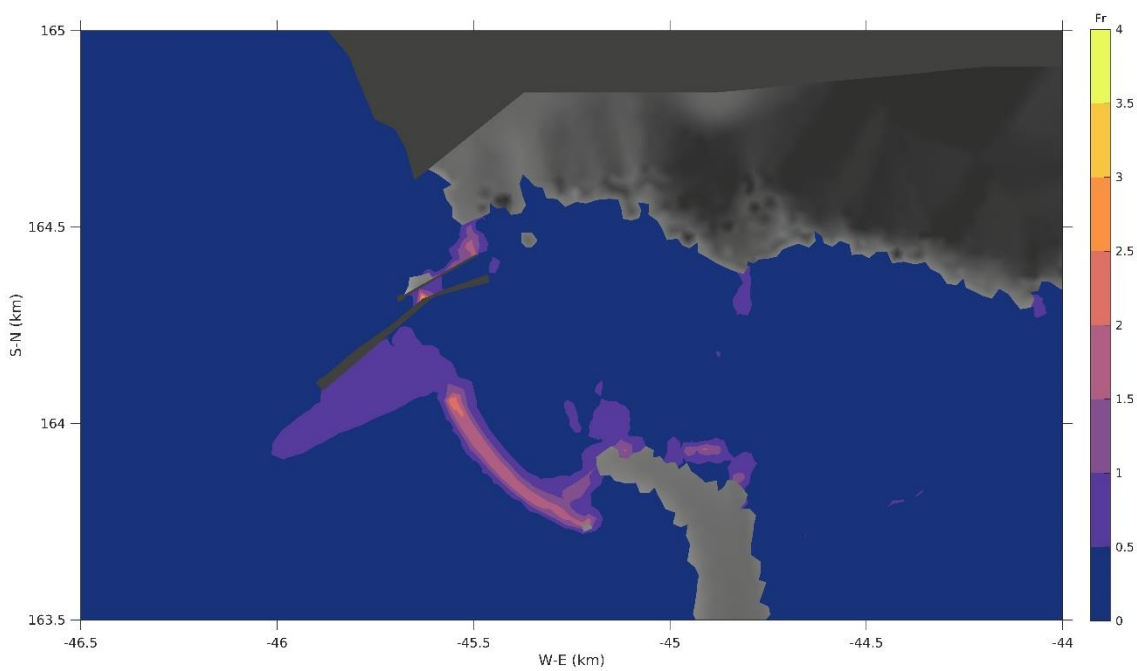


Figura B72: Cenário C12. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

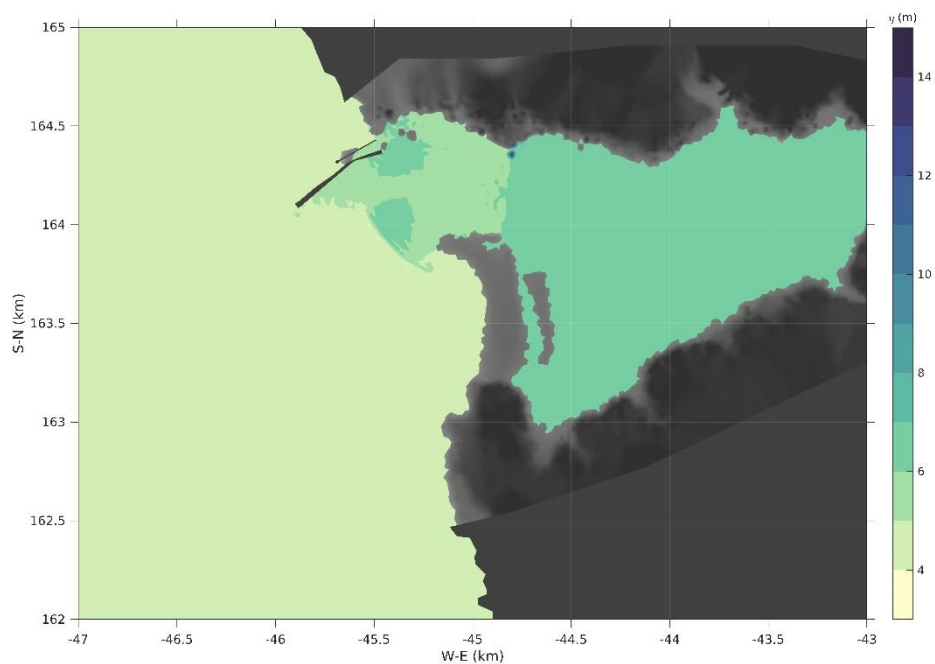


Figura B73: Cenário C13. Elevação da superfície livre entre os quebra-mares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24 h$).

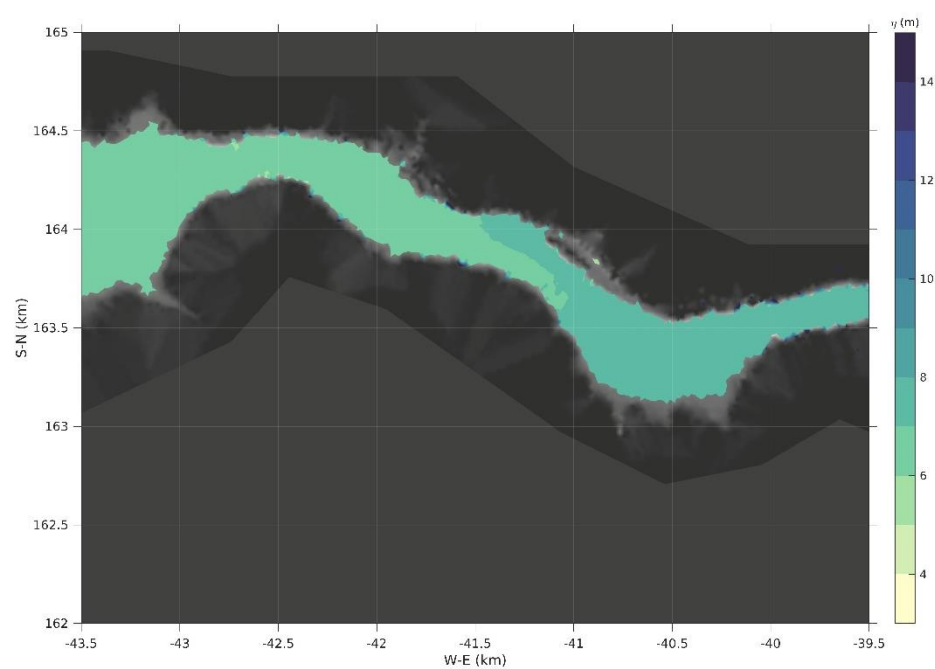


Figura B74: Cenário C13. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurada e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

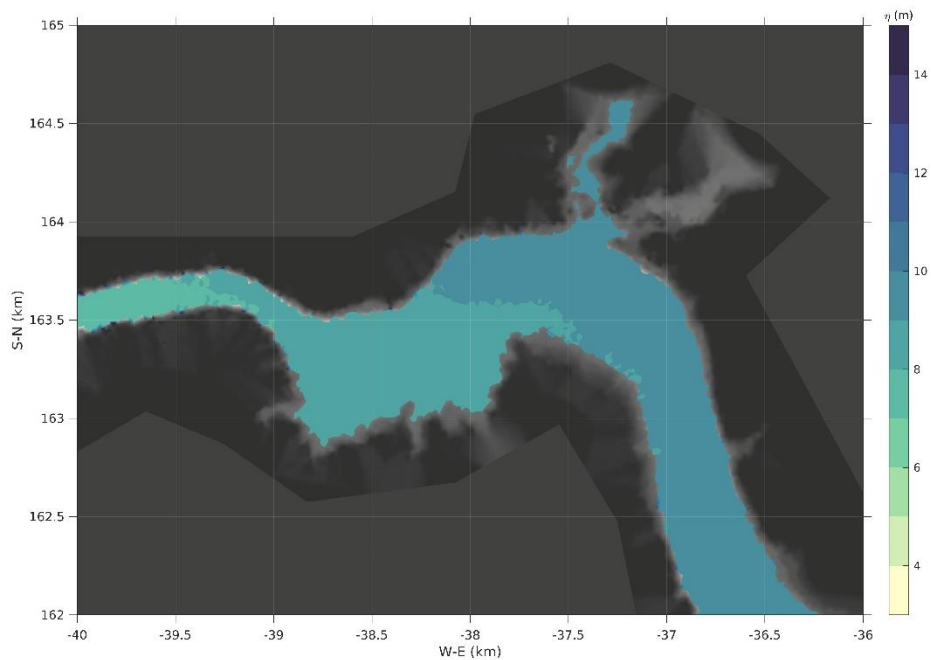


Figura B75: Cenário C13. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

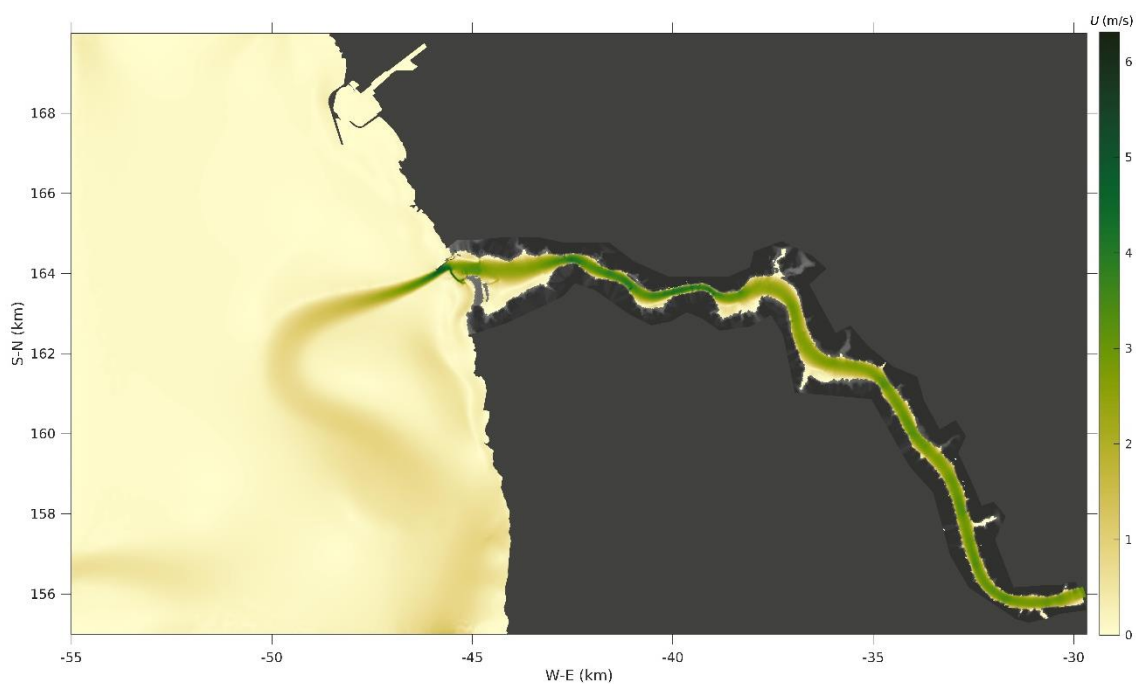


Figura B76: Cenário C13. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

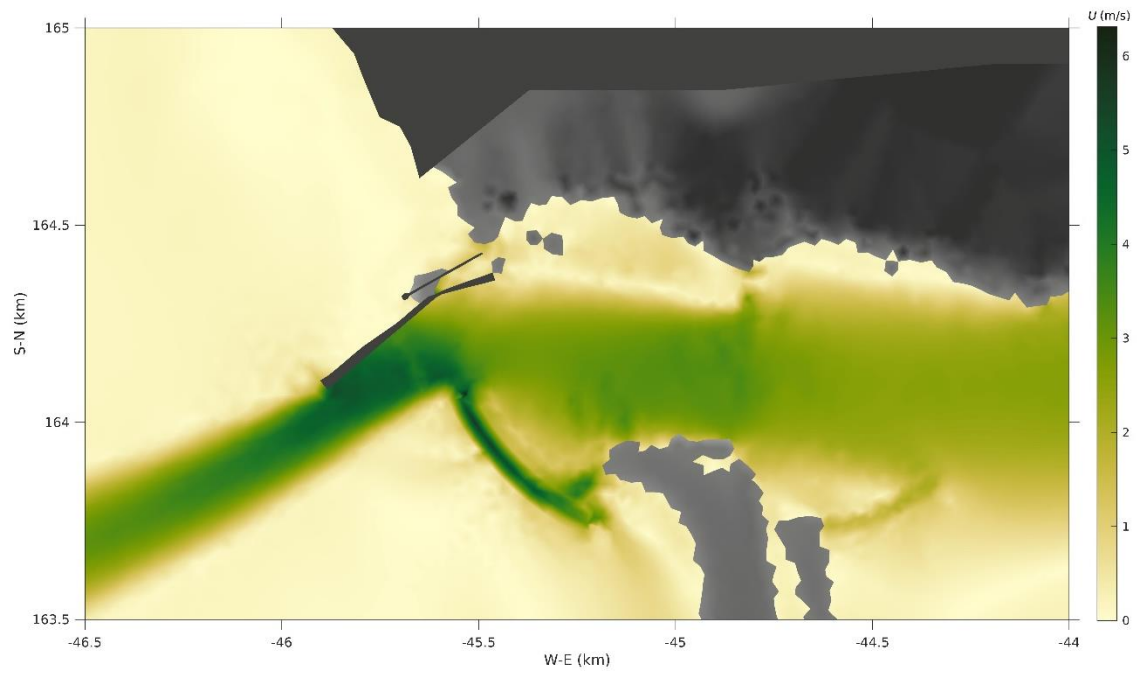


Figura B77: Cenário C13. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

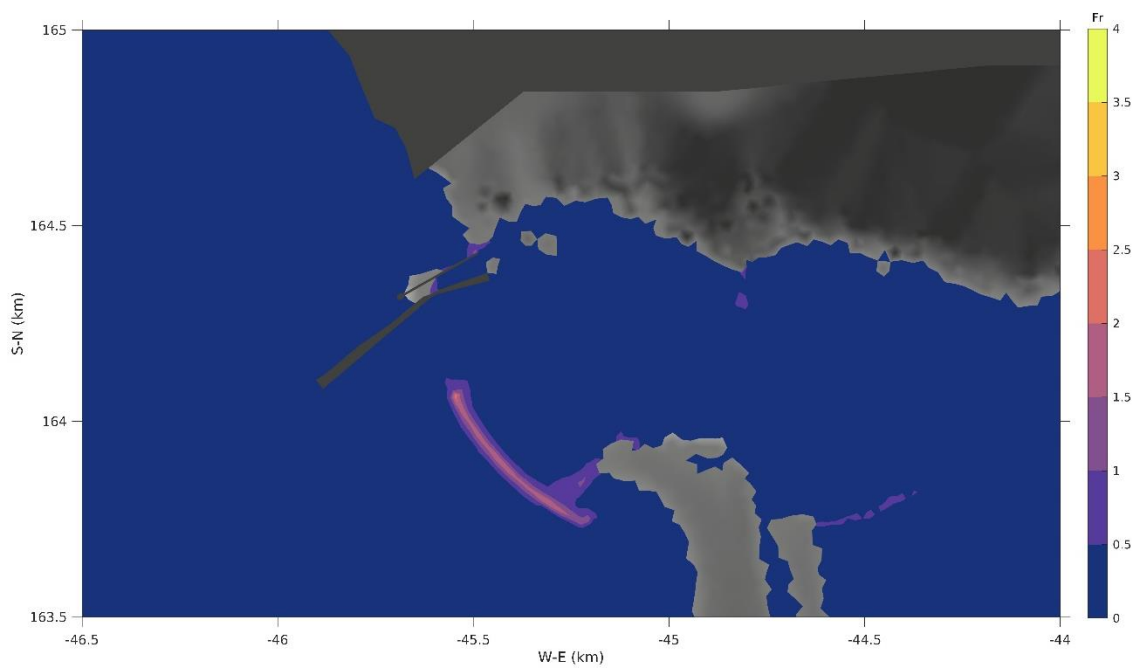


Figura B78: Cenário C13. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

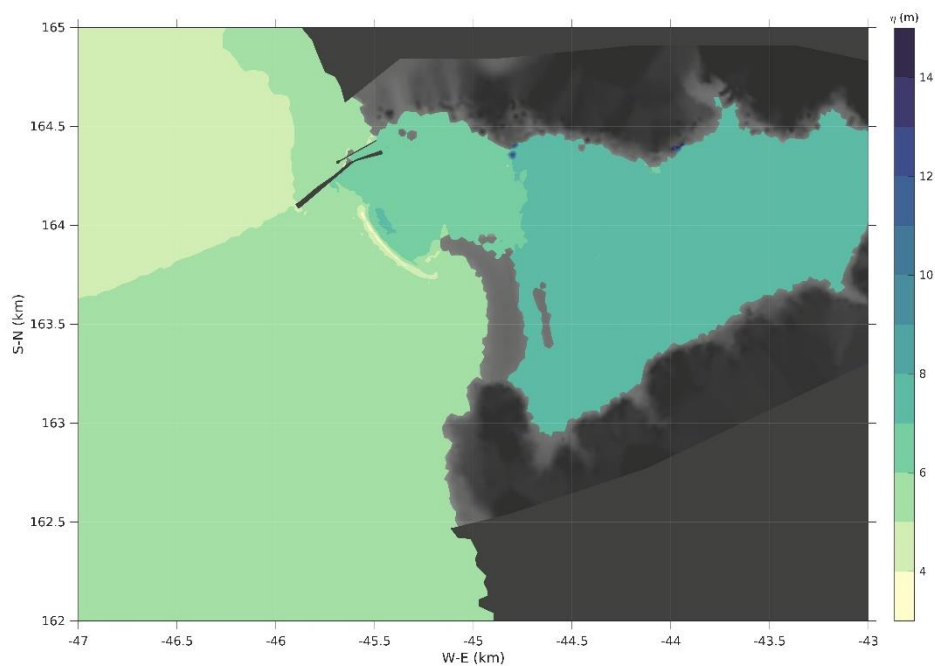


Figura B79: Cenário C14. Elevação da superfície livre entre os quebra-mares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24 h$).

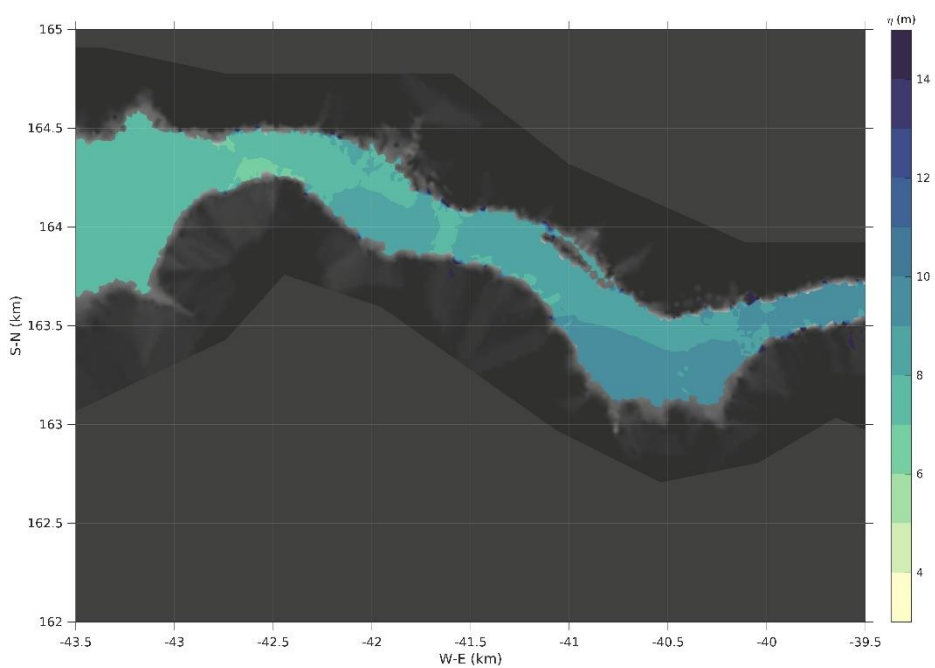


Figura B80: Cenário C14. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurafa e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

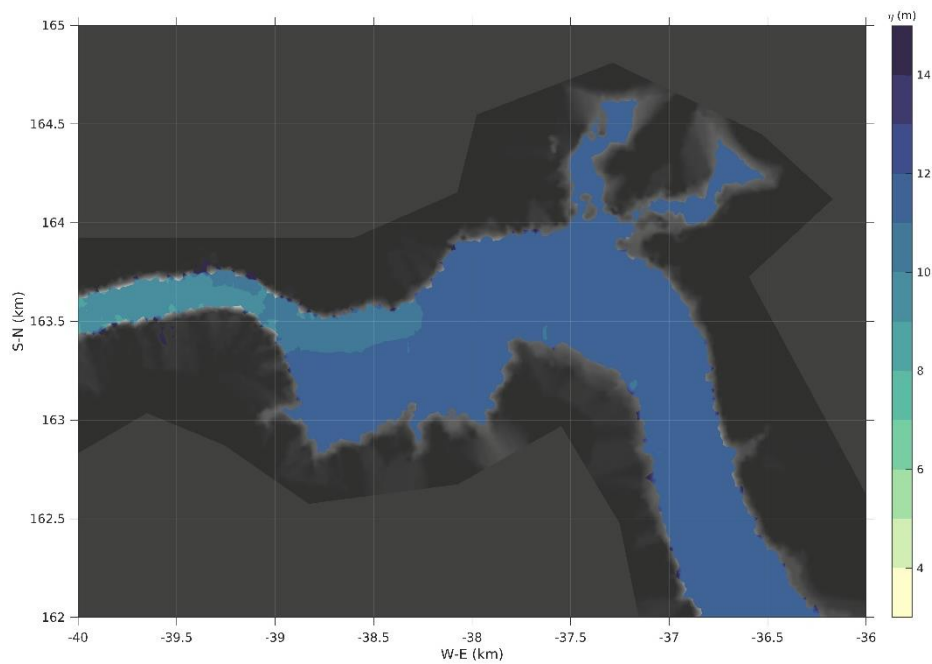


Figura B81: Cenário C14. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

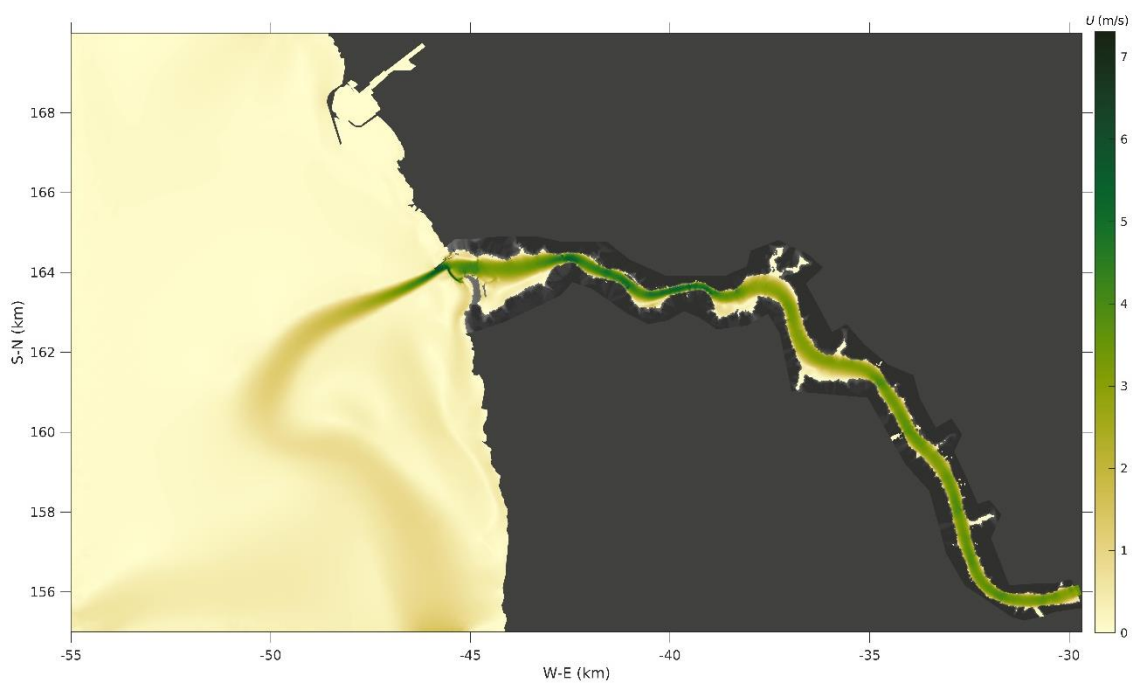


Figura B82: Cenário C14. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

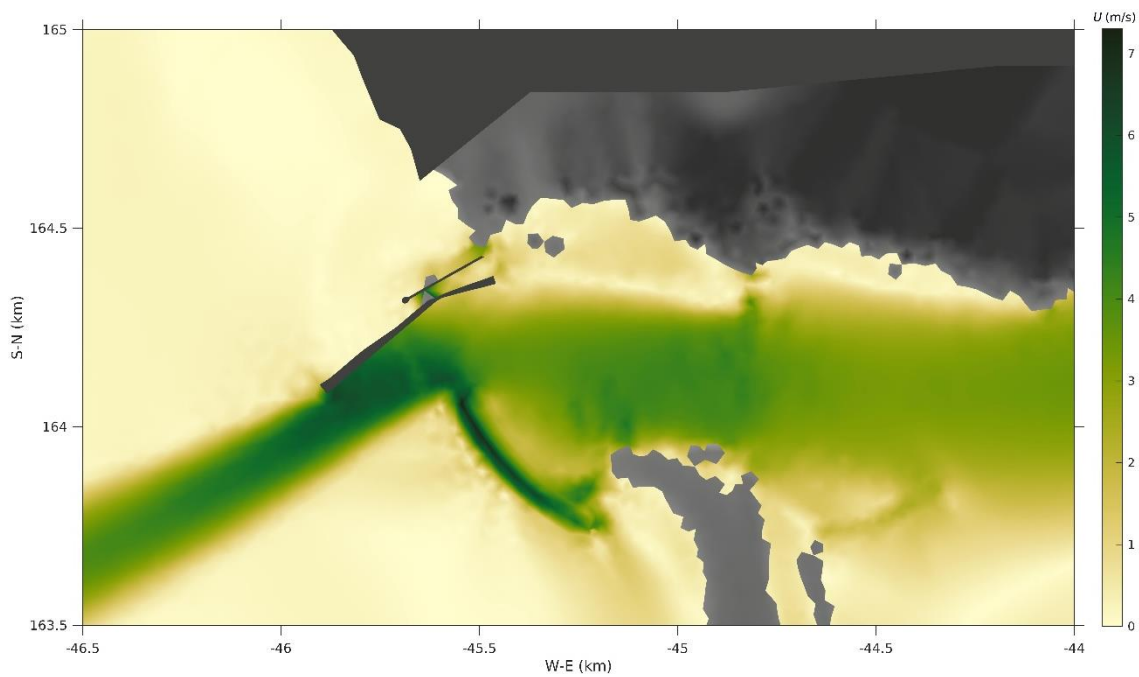


Figura B83: Cenário C14. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

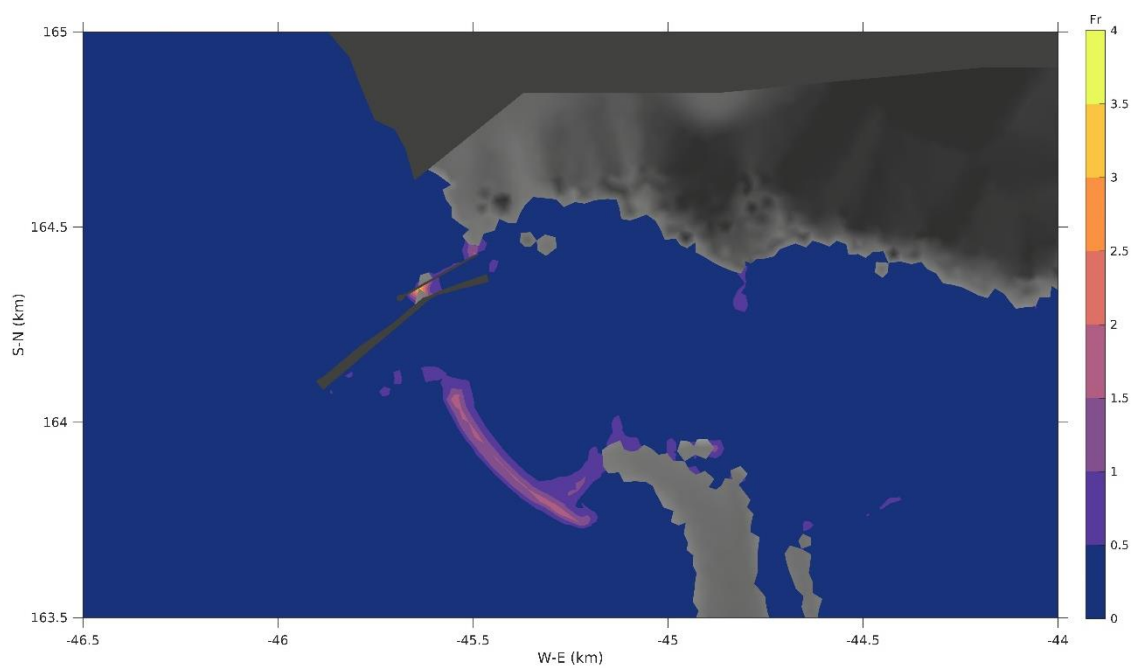


Figura B84: Cenário C14. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

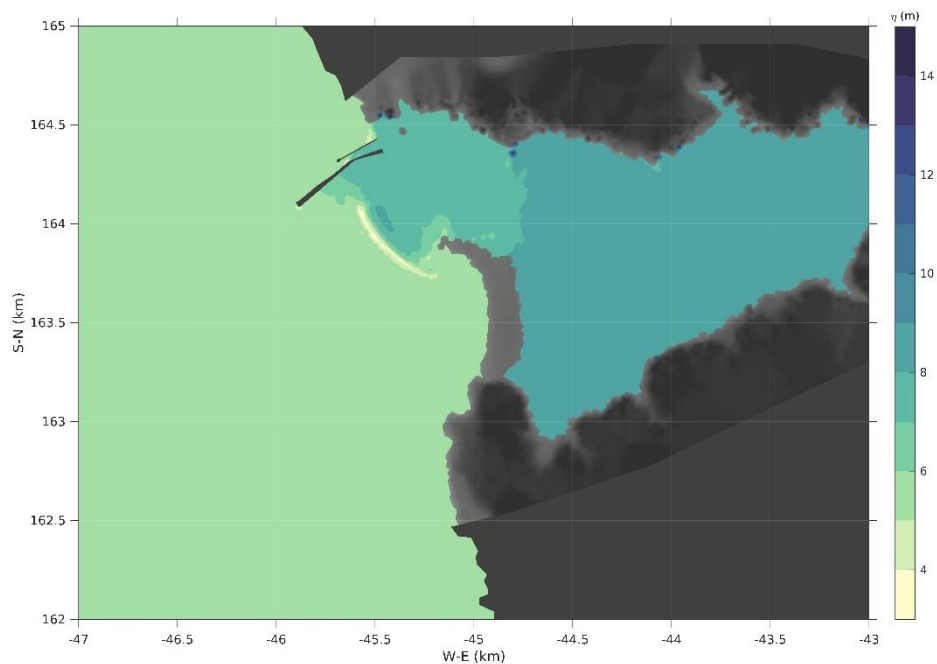


Figura B85: Cenário C15. Elevação da superfície livre entre os quebra-mares e S. Pedro da Afurafa ($t = 24 h$).

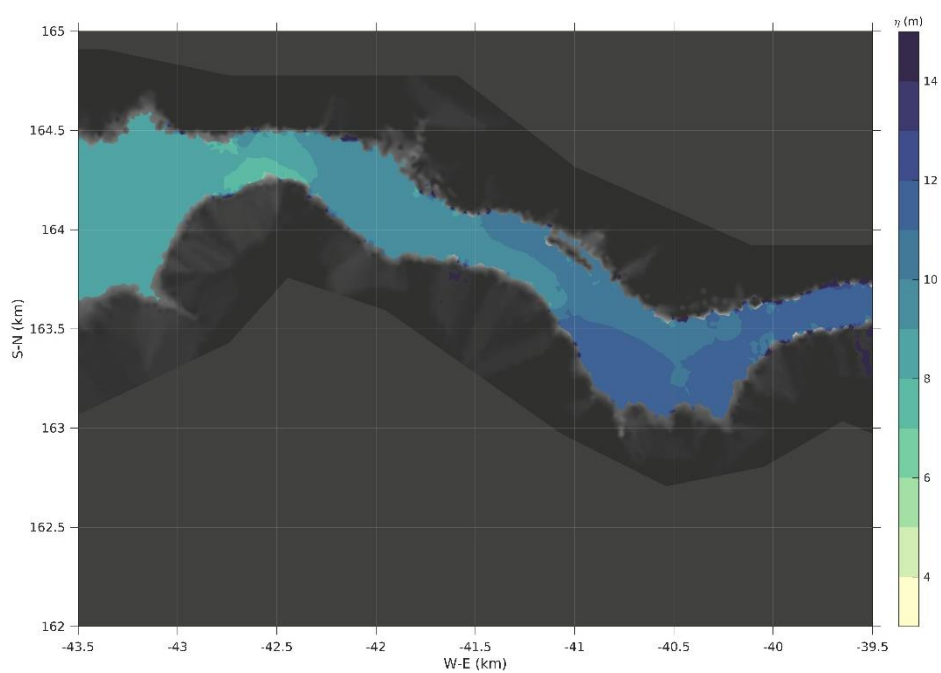


Figura B86: Cenário C15. Elevação da superfície livre entre S. Pedro da Afurada e a Ponte Luiz I ($t = 24 h$).

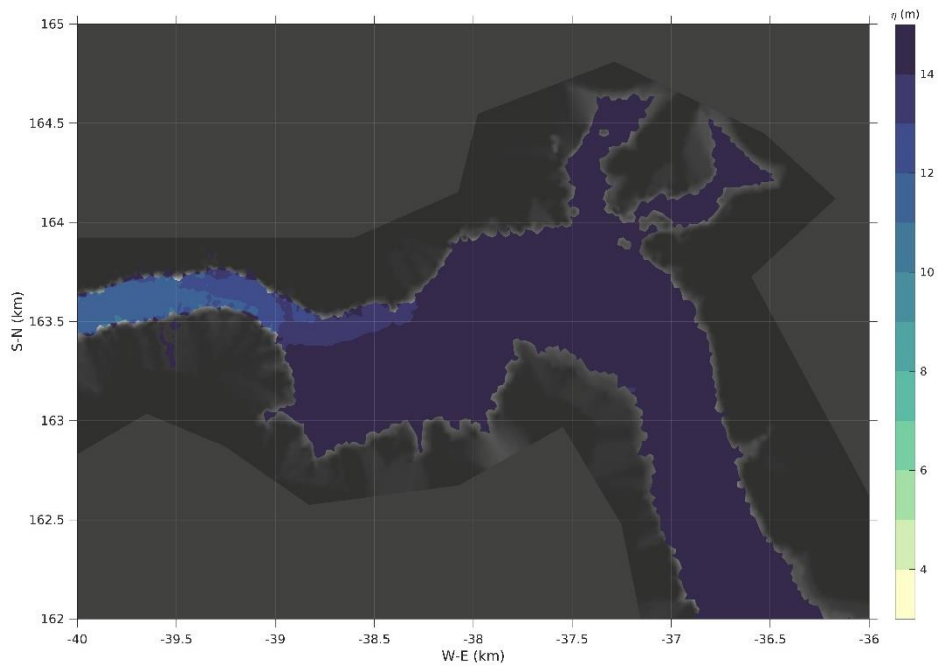


Figura B87: Cenário C15. Elevação da superfície livre entre a Ponte Luiz I e a montante da Ponte do Freixo ($t = 24 h$).

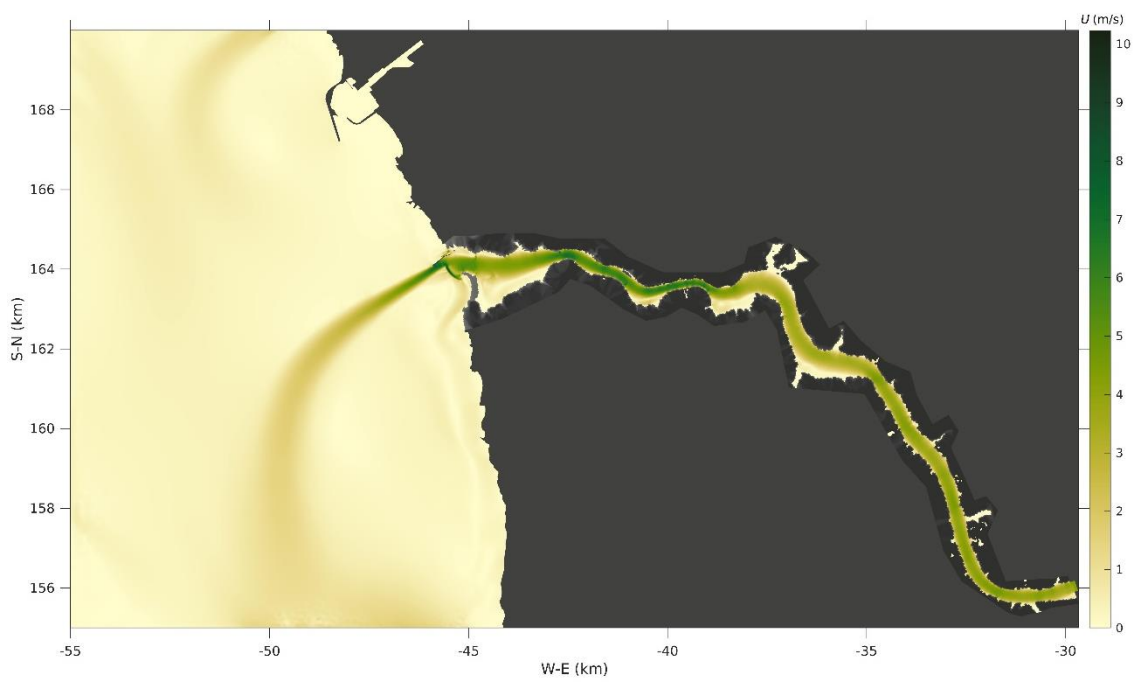


Figura B88: Cenário C15. Velocidade ao longo do Estuário ($t = 24 h$).

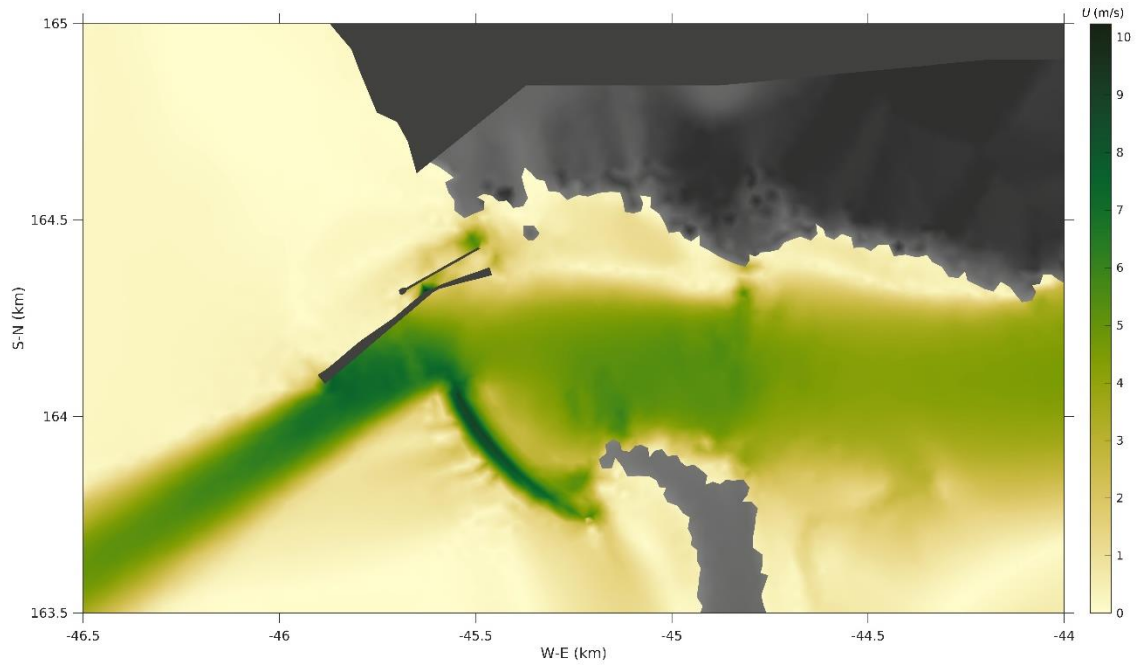


Figura B89: Cenário C15. Pormenor da velocidade entre os quebramares.

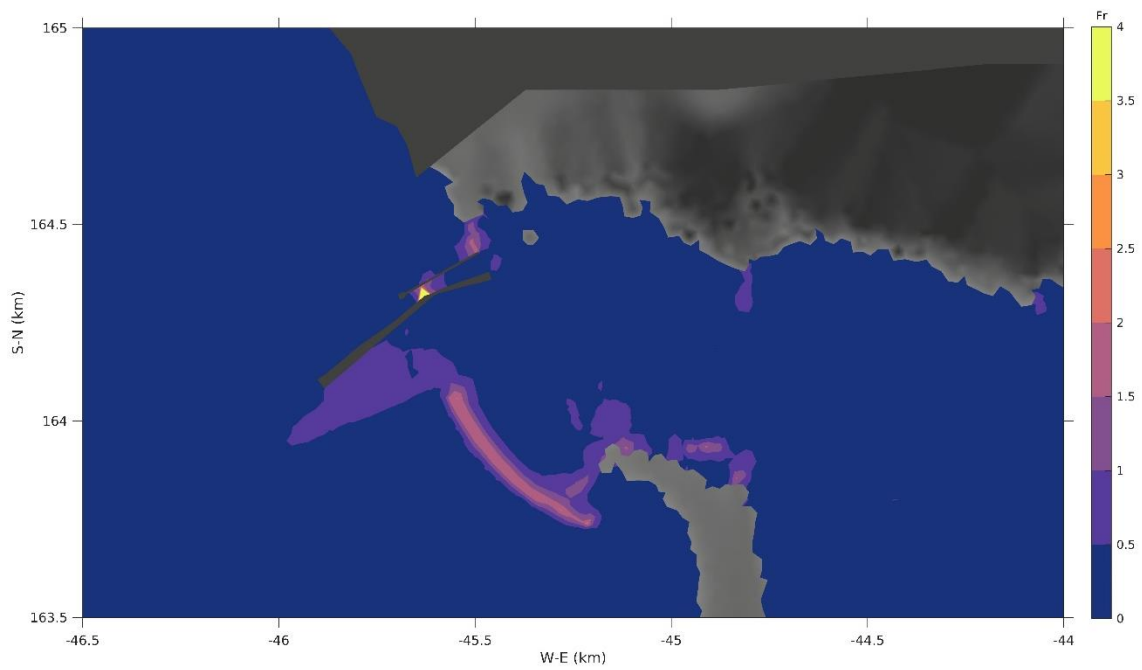


Figura B90: Cenário C15. Número de Froude entre os quebramares ($t = 24 h$).

Anexo C

PLANOS DE INUNDAÇÃO — CENÁRIOS C1 A C15



Figura C1: Cenário C1. Zonas inundadas desde os quebra-mares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C2: Cenário C2. Zonas inundadas desde os quebra-mares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C3: Cenário C3. Zonas inundadas desde os quebramares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C4: Cenário C4. Zonas inundadas desde os quebramares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C5: Cenário C5. Zonas inundadas desde os quebra-mares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C6: Cenário C6. Zonas inundadas desde os quebra-mares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C7: Cenário C7. Zonas inundadas desde os quebra-mares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C8: Cenário C8. Zonas inundadas desde os quebra-mares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C9: Cenário C9. Zonas inundadas desde os quebramares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C10: Cenário C10. Zonas inundadas desde os quebramares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C11: Cenário C11. Zonas inundadas desde os quebra-mares até montante da Ponte do Freixo.

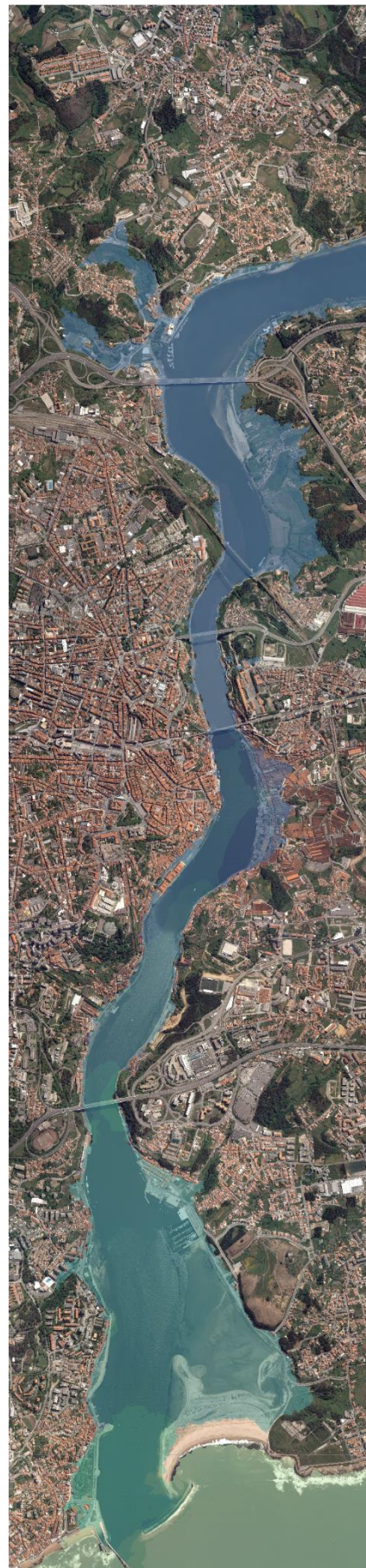


Figura C12: Cenário C12. Zonas inundadas desde os quebra-mares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C13: Cenário C13. Zonas inundadas desde os quebra-mares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C14: Cenário C14. Zonas inundadas desde os quebra-mares até montante da Ponte do Freixo.



Figura C15: Cenário C1. Zonas inundadas desde os quebramares até montante da Ponte do Freixo.