

DÉBORA CAROLINA HYMANS

**Influência da abertura do canal do Valo Grande na dinâmica do Sistema Estuarino
Lagunar Cananéia-Iguape (São Paulo, Brasil)**

São Paulo

2022

DÉBORA CAROLINA HYMANS

**Influência da abertura do canal do Valo Grande na dinâmica do Sistema Estuarino
Lagunar Cananéia-Iguape (São Paulo, Brasil)**

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Geológica.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Siegle

São Paulo

2022

HYMANS, Débora Carolina. **Influência da abertura do canal do Valo Grande na dinâmica do Sistema Estuarino Lagunar Cananéia-Iguape (São Paulo, Brasil).** Dissertação (Mestrado) apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Geológica.

Aprovado em: 07/04/2022.

Versão Corrigida

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Julgamento _____ Assinatura _____

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Julgamento _____ Assinatura _____

—

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Julgamento _____ Assinatura _____

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Eduardo pela orientação, apoio e paciência.

Ao pessoal do LDC por todas as conversas. Um agradecimento especial para a Luiza, que me acompanhou de perto durante toda essa jornada, me ajudou com o modelo e deu o maior apoio em todos os momentos, mesmo nos 45 do segundo tempo.

Bruninha e Ana Maria pelos dados disponibilizados e por estarem sempre disponíveis para tirar minhas dúvidas.

Aos professores membros da banca, Prof. Dr. Paulo Henrique Sousa e Prof. Dr. Marcos Bernardes Eduardo pelas contribuições dadas ao participarem da minha defesa.

Henrique, Éder e Ricardo por me ajudarem quando meu computador resolveu parar de funcionar.

Julinha, minha cineasta preferida, que não mediu esforços para me ajudar com a revisão. Agradeço ao Gui também, que conseguiu me ajudar, mesmo com o pedido de última hora. Danilo e Domo por todo apoio e pelas dicas para a apresentação e conversas sobre modelagem, e ao Domo também pelas horas de conversa sobre a vida. A moça do LAPECO, que nem sabe, mas me deu uma dica fundamental para o desenvolvimento do trabalho.

Muito obrigada a todos que me acompanharam até aqui, que me apoiaram, incentivaram, torceram e acreditaram no meu sucesso. A minha família, por todo apoio e carinho. Mãe (Geni), Marcos, Rê e Marcelo, amo vocês! Do IO: Luiza, Danilo, Domo, Camila, Bau, Lígia, Paulinha, Burns, Mari e Ceci e da FFLCH: Leticia, Julinha, Sté, Babi, Marina, Karina, Lu, G e Turola, agradeço também a Flávia, Ju e Giulia. Das surpresas boas da vida, obrigada Dri, por ter voltado a fazer parte dela.

Não tem como ignorar que 2/3 do período de desenvolvimento foi tomado por um grande imprevisto (a pandemia), que sem dúvida aumentou os desafios e dificuldades, e ter vocês na minha vida, foi fundamental para a elaboração e conclusão desse trabalho. Sou muito grata por ter vocês na minha vida e por todos as conversas e momentos que compartilhamos.

E como viver é um ato político, não tem como não deixar aqui registrado: “Ele não, ele nunca, ele jamais!”. Lula escolheu mal o vice, mas ansiosa pra apertar meu número preferido (13) na urna em outubro.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

RESUMO

HYMANS, Débora Carolina. **Influência da abertura do canal do Valo Grande na dinâmica do Sistema Estuarino Lagunar Cananéia-Iguape (São Paulo, Brasil)**. 2022. 103 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

Estuários são ambientes complexos e sensíveis a alterações em suas condições de equilíbrio, sobretudo pela ação antrópica, que podem gerar sérias consequências ambientais, muitas vezes irreversíveis. A abertura do canal do Valo Grande no Sistema Estuarino Lagunar Cananéia-Iguape (SELCI), localizado no litoral sul de São Paulo, é um exemplo de desvio de curso de canal natural de rio que resultou em profundas alterações nos processos estuarinos desde sua abertura no final do século XVIII. Diante disso, esse estudo tem como objetivo avaliar as mudanças nos processos estuarinos causadas pela abertura do canal do Valo Grande no SELCI através da modelagem numérica. A comparação da interação das forçantes em dois cenários morfológicos extremos, um representando a configuração do sistema antes de abertura do canal e outra a atual permitiu determinar as consequências da abertura do canal no equilíbrio do sistema. Os resultados mostram que grandes alterações na hidrodinâmica do sistema foram ocasionadas pela abertura do canal, não apenas na magnitude dos processos, mas também no comportamento do sistema, que antes apresentava características típicas de ambientes dominados por maré e após sua abertura houve uma intensificação na hidrodinâmica do estuário como um todo.

Palavras chaves: modelagem numérica, Valo Grande, dinâmica estuarina, morfologia

ABSTRACT

HYMANS, Débora Carolina. **Influence of the Valo Grande channel opening on the dynamics of the Cananéia-Iguape estuarine system (São Paulo, Brazil)**. 2022. 103 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

Estuaries are complex environments, sensitive to changes in their equilibrium conditions, mainly due to anthropogenic action, which can generate serious environmental consequences. The opening of the Valo Grande channel, in the Cananéia-Iguape lagoon estuarine system (CILES), located on the southern coast of São Paulo, is an example of a change in the river course that resulted in profound alterations in the estuarine processes since its opening in the end of the 18th century. Therefore, this study aims to evaluate the changes in the estuarine processes caused by this opening in the CILES through numerical modeling. The comparison of the interaction of forcings in two morphological scenarios, representing the system before and after the opening of the channel, allowed us to determine the consequences of the channel opening on the dynamics of the system. Results show that major changes in the hydrodynamics of the system were caused by the opening of the channel, not only in the magnitude of the processes, but also in the behavior of the system, with the intensification of the hydrodynamics of the system.

Keywords: numerical modeling, Valo Grande, estuarine dynamics, morphology

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. MOTIVAÇÃO: O CANAL DO VALO GRANDE	3
2.1. HISTÓRICO DA ABERTURA E EVOLUÇÃO	3
2.2. IMPACTOS NO SELCI	5
3. OBJETIVOS	12
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	13
4.1. ESTUÁRIOS	13
4.2. MARÉS	14
4.3. HIDRODINÂMICA ESTUARINA	15
4.4. FLUXO RESIDUAL	17
5. ÁREA DE ESTUDO	19
5.1. ASPECTOS CLIMÁTICOS E ATMOSFÉRICOS	20
5.2. DESCARGA FLUVIAL	21
5.3. CIRCULAÇÃO ESTUARINA	23
5.4. ONDAS	24
6. MATERIAIS E MÉTODOS	26
6.1. LEVANTAMENTO E PROCESSAMENTO DE DADOS	27
6.1.1. <i>Batimetria e linha de costa</i>	27
6.1.2. <i>Marés</i>	28
6.1.3. <i>Descarga fluvial</i>	28
6.1.4. <i>Dados hidrodinâmicos</i>	29
6.2. MODELAGEM NUMÉRICA	30
6.2.1. <i>Configuração do modelo</i>	31
6.2.2. <i>Calibração</i>	40
6.2.3. <i>Experimentos numéricos</i>	42
7. RESULTADOS E DISCUSSÃO	44
7.1. ESTIMATIVA DA DESCARGA FLUVIAL	44
7.2. DIFERENÇAS MORFOLÓGICAS ENTRE OS CENÁRIOS	45
7.3. DADOS HIDRODINÂMICOS	47
7.4. CALIBRAÇÃO	48
7.5. MODELAGEM NUMÉRICA	50
7.5.1. <i>Caracterização do padrão de circulação</i>	50
7.5.1.1. <i>Cenário histórico</i>	50
7.5.1.2. <i>Cenário atual</i>	57
7.5.2. <i>Comparação dos cenários</i>	63
7.5.2.1. <i>Elevação da superfície e velocidade das correntes</i>	63
5.1.1.1. <i>Velocidade das correntes</i>	67

7.5.2.2.	Descarga instantânea e descarga acumulada	70
7.5.3.	<i>Influência relativa da descarga fluvial</i>	87
7.5.3.1.	Velocidade das correntes	87
7.5.3.2.	Descarga instantânea e descarga acumulada	94
8.	CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	106
9.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	108

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 - A. Mapa do trecho final do Rio Ribeira de Iguape com o canal do Valo Grande e desembocaduras do norte do SELCI. B. Localização do “Porto da Ribeira” e sua proximidade com a sede do município de Iguape, onde ficava o “Porto Grande ou Marítimo”. Adaptado de Geobrás (1966). Fonte: DAEE (1984). **3**
- Figura 2.2 - Cronograma de abertura do canal do Valo Grande. Fonte: modificado de Geobrás (1966) **4**
- Figura 2.3 - Gráficos de distribuição temporal dos registros de medições históricas compilados de Geobrás (1966), 1. Evolução da profundidade do canal. 2. Evolução da largura do canal **5**
- Figura 2.4 - Evolução da linha de costa entre os anos de 1987 e 2008 com indicações dos processos de assoreamento e erosão. Fonte: modificado de Italiani & Mahiques, 2014 **6**
- Figura 2.5 - Registro histórico de mudanças ocorridas no entorno do extremo nordeste da Ilha Comprida, entre o final do século XVIII (1776-1800?) e o ano de 2000. Fonte: Nascimento (2006) **8**
- Figura 2.6 - Evolução do pontal sudoeste da Praia do Leste entre os anos de 1882 a 1965. Fonte: Modificado de Geobrás (1966). **8**
- Figura 2.7 - Evolução do pontal nordeste da Ilha Comprida entre os anos de 1882 a 1965. Fonte: Modificado de Geobrás (1966). **9**
- Figura 2.8 - Evolução do pontal sudoeste da Praia da Juréia entre os anos de 1908 a 1953. Modificado de Geobrás (1966). **10**
- Figura 2.9 - Evolução morfológica do pontal NE da Ilha Comprida, pontal SW da Praia da Juréia e da Praia do Leste entre os anos de 1986 a 2007. Modificado de Kawakubo (2011) **11**
- Figura 4.1 - Representação esquemática das definições de estuário de acordo com Pritchard (1967) Fonte: Santos (2018) **14**
- Figura 4.2 - Exemplificação dos tipos de maré. Fonte: Souza (2013) **16**
- Figura 4.3 - Modificações da maré no interior do estuário. Modificado de Khojasteh et al. (2021) **17**
- Figura 4.4 - Exemplo de perfis verticais de velocidade das correntes em intervalos de 1 h, com escala exagerada para facilitar a visualização. Os perfis superiores representam a circulação por bombeamento por maré, que resulta em um perfil de correntes unidirecionais, e os perfis inferiores mostram a variação das correntes residual em situação com circulação gravitacional atuante, com perfil das correntes resultando em um perfil de correntes residuais bidirecional. Fonte: Lessa (2020) **19**

Figura 5.1 - Localização da área de estudo (Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape).	20
Figura 5.2 - Bacia de drenagem do complexo estuarino-lagunar Cananéia-Iguape e do rio Ribeira de Iguape. Fonte: Bonetti Filho e Miranda (1977)	23
Figura 5.3 - Descarga fluvial média mensal estimada do rio Ribeira de Iguape. Fonte: Elaborado a partir de dados de Geobrás (1966)	24
Figura 5.4 - Descarga fluvial média mensal estimada para a bacia contribuinte ao redor da Ilha de Cananéia. Elaborado a partir de dados de Bergamo (2000)	25
Figura 5.5 - Dinâmica das marés no complexo estuarino Largura de Cananéia-Iguape. Fonte: Tessler & Souza, 1998	26
Figura 5.7 - Deriva litorânea sazonal. Fonte: Silva et al. (2016)	27
Figura 5.6 - Deriva litorânea média interanual. Fonte: Silva et al. (2016)	27
Figura 6.1 - Fluxograma dos materiais e métodos utilizados para a realização do trabalho	28
Figura 6.2 - Localização do ADP	31
Figura 6.3 - Grades numéricas utilizadas para implementação do modelo do cenário atual	33
Figura 6.4 - Grades numéricas utilizadas para implementação do modelo do cenário histórico	34
Figura 6.5 - Distribuição dos pontos de velocidade em uma grade regular do tipo C de Arakawa. Fonte: Ribas, 2004	35
Figura 6.6 - Batimetria interpolada utilizada na representação do modelo no cenário atual	36
Figura 6.7 - Batimetria interpolada utilizada na representação do modelo no cenário histórico	37
Figura 6.8 - Representação esquemática da borda de Neumann. Modificado de Deltares (2010).	40
Figura 6.9 - Localização dos pontos de observação e seções transversais de onde foram extraídos os dados do cenário atual	41
Figura 6.10 - Localização dos pontos de observação e seções transversais de onde foram extraídos os dados do cenário histórico	41
Figura 7.1 - Descarga fluvial média mensal estimada em Três Barras	46
Figura 7.2 - Morfologia das desembocaduras da Barra do Icapara e do rio Ribeira de Iguape no cenário atual e histórico	47
Figura 7.3 - Erosão (em azul) e assoreamento (em vermelho) do canal do Mar	

Pequeno	48
Figura 7.4 - Morfologia das seções transversais distribuídas pelo Mar Pequeno no cenário atual e histórico	48
Figura 7.5 - Variação da elevação da superfície medida pelo ADP	49
Figura 7.6 - Velocidade média das componentes u, v e w na coluna d'água observadas no ADP	50
Figura 7.7 - Resultados da calibração do modelo	51
Figura 7.8 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré enchente em condição de quadratura (cenário histórico)	55
Figura 7.9 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré vazante em condição de quadratura (cenário histórico)	57
Figura 7.10 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré enchente em condição de sizígia (cenário histórico)	57
Figura 7.11 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré vazante em condição de sizígia (cenário histórico)	58
Figura 7.12 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré enchente em condição de quadratura (cenário atual)	61
Figura 7.13 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré vazante em condição de quadratura (cenário atual)	63
Figura 7.14 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré enchente em condição de sizígia (cenário atual)	63
Figura 7.15 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré vazante em condição de sizígia (cenário atual)	64
Figura 7.16 - Variação da elevação da superfície em dois ciclos de maré de quadratura (25h).	66
Figura 7.17 - Variação da elevação da superfície em dois ciclos de maré de sizígia (25h).	67
Figura 7.18 - Velocidade máxima das correntes integrada na vertical em dois ciclos de maré de quadratura (25h)	70
Figura 7.19 - Velocidade máxima das correntes integrada na vertical em dois ciclos de maré de sizígia (25h)	70
Figura 7.20 - Série temporal comparativa da descarga acumulada na seção do Rio Ribeira de Iguape após a bifurcação de Três Barras no cenário atual e histórico	72
Figura 7.21 - Resultados da descarga instantânea nas seções distribuídas pelo rio Ribeira de Iguape. 1. Série temporal. 2. Histograma	74

Figura 7.22 - Série temporal da descarga acumulada nas seções do Mar Pequeno	75
Figura 7.23 - Série temporal da descarga acumulada nas desembocaduras do SELCI	76
Figura 7.24 - Descarga acumulada nas seções localizadas no sul do estuário	78
Figura 7.25 - Fluxo residual médio ($m^3.s^{-1}$) no interior do estuário	80
Figura 7.26 - Descarga instantânea nas seções do Mar Pequeno	81
Figura 7.27 - Descarga instantânea nos cenários atual e histórico durante um dia lunar (25h) em condição de maré de quadratura (superior) e de sizígia (inferior).	82
Figura 7.28 - Histogramas de descarga instantânea de fluxo e refluxo nas seções do Mar Pequeno no cenário histórico	85
Figura 7.29 - Histogramas de descarga instantânea de fluxo e refluxo nas seções do Mar Pequeno no cenário atual	85
Figura 7.30 - Séries temporais de descarga instantânea nas seções distribuídas pelo sul do estuário	88
Figura 7.31 - Intensidade das correntes de enchente na região da Barra do Icapara nos cenários de descarga fluvial mínima, média e máxima em condição de quadratura e sizígia	93
Figura 7.32 - Intensidade das correntes de vazante na região da Barra do Icapara nos cenários de descarga fluvial mínima, média e máxima em condição de quadratura e sizígia	95
Figura 7.33 - Intensidade das correntes de enchente na região central do Mar Pequeno nos cenários de baixa, média e alta descarga fluvial em condição de quadratura e sizígia	96
Figura 7.34 - Intensidade das correntes de vazante na região central do Mar Pequeno nos cenários de baixa, média e alta descarga fluvial em condição de quadratura e sizígia	97
Figura 7.35 - Série temporal de descarga instantânea nas seções após a bifurcação de Três Barras (superior). Representação esquemática da divisão de fluxo residual médio na região de Três Barras (inferior)	99
Figura 7.36 - Série temporal da descarga acumulada nas seções do Valo Grande e Rio Ribeira de Iguape após a bifurcação em Três Barras	100
Figura 7.37 - Histogramas de descarga instantânea nas seções fluviais	101
Figura 7.38 - Série temporal de descarga instantânea nas desembocaduras de Icapara e do Rio Ribeira de Iguape	102
Figura 7.39 - Divisão de fluxo residual médio na desembocadura do Valo Grande (esquerda). Variação da descarga instantânea nas seções MP3.1 e MP3.2 em	

um dia lunar em condição de maré de quadratura e de sizígia (direita)	103
Figura 7.40 - Descarga instantânea nas seções do Mar Pequeno em um dia lunar (25) nos cenários de baixa, média e alta vazão fluvial em condição de quadratura (superior) e sizígia (inferior)	104
Figura 7.41 - Descarga instantânea nas seções distribuídas no sul do estuário em um dia lunar (25) nos cenários de baixa (vermelho), média (azul) e alta (verde) vazão fluvial em condição de quadratura (superior) e sizígia (inferior)	105
Figura 7.42 - Fluxo residual médio (m ³ /s) nos cenários de baixa (vermelho), média (azul) e alta (verde) vazão fluvial	106
Figura 7.43 - Descarga acumulada durante os 14 dias de simulação nas seções próximas a desembocadura do Valo Grande	107
Figura 7.44 - Descarga acumulada nas seções das desembocaduras	107
Figura 7.45 - Série temporal da descarga acumulada nas seções do Mar Pequeno	108
Figura 7.46 - Séries temporais de descarga acumulada nas seções localizadas no sul do estuário nos cenários de baixa, média e alta vazão fluvial	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 6.1 Propriedades das grades numéricas	34
Tabela 6.2 Amplitude e fase das componentes harmônicas	39
Tabela 6.3. Localização e profundidade dos pontos de observação	41
Tabela 6.4. Qualificação atribuída aos intervalos de RMAE, baseada em Van Rijn et al. (2003)	44
Tabela 6.5 Qualificação atribuída aos intervalos do parâmetro Skill, baseada em Allen, Somerfield e Gilbert (2007).	44
Tabela 7.1. Área calculada das seções transversais no cenário atual e histórico	49
Tabela 7.2. Resultados dos parâmetros estatísticos	52
Tabela 7.3 Amplitude de maré, duração dos tempos de enchente e vazante e atraso e diferença de fase em relação a desembocadura do Mar Pequeno durante a maré de quadratura e sizígia no cenário histórico	66
Tabela 7.4 Amplitude de maré, duração dos tempos de enchente e vazante e atraso e diferença de fase em relação a desembocadura do Mar Pequeno durante a maré de quadratura e sizígia no cenário atual	68
Tabela 7.5 Descarga instantânea máxima de fluxo e refluxo nas seções do Mar Pequeno	71
Tabela 7.6 Estatística das descargas instantâneas de fluxo e refluxo das seções localizadas no Mar Pequeno	74
Tabela 7.7 Descarga acumulada (m ³) nas seções distribuídas pelo SELCI no cenário atual e histórico	78
Tabela 7.8 Descarga instantânea máxima de fluxo e refluxo nas seções do Mar Pequeno	83
Tabela 7.9 Estatística das descargas instantâneas de fluxo e refluxo das seções localizadas no Mar Pequeno	86
Tabela 7.10 Descarga instantânea máxima (m ³ /s) de enchente e vazante no cenário histórico em condição de quadratura e sizígia e suas respectivas diferenças no cenário atual	89

Tabela 7.11 Velocidade das correntes nos pontos localizados no sul do estuário
98

Tabela 7.12 Descarga acumulada (m³) nas seções distribuídas pelo sistema nos cenários de baixa, média e alta vazão fluvial
100

Tabela 7.13 Máxima descarga instantânea de fluxo e de refluxo nas seções do Mar Pequeno nos cenários de baixa e alta vazão em condições de quadratura e de sizígia
104

Tabela 7.14 Descarga instantânea máxima de enchente e vazante no cenário de vazão média e diferença entre os cenários de vazão mínima e máxima em relação ao cenário de vazão média durante a maré de quadratura e de sizígia
105

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. MOTIVAÇÃO: O CANAL DO VALO GRANDE	3
2.1. HISTÓRICO DA ABERTURA E EVOLUÇÃO	3
2.2. IMPACTOS NO SELCI	5
3. OBJETIVOS	12
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	13
4.1. ESTUÁRIOS	13
4.2. MARÉS	14
4.3. HIDRODINÂMICA ESTUARINA	15
4.4. FLUXO RESIDUAL	17
5. ÁREA DE ESTUDO	19
5.1. ASPECTOS CLIMÁTICOS E ATMOSFÉRICOS	20
5.2. DESCARGA FLUVIAL	21
5.3. CIRCULAÇÃO ESTUARINA	23
5.4. ONDAS	24
6. MATERIAIS E MÉTODOS	26
6.1. LEVANTAMENTO E PROCESSAMENTO DE DADOS	27
6.1.1. <i>Batimetria e linha de costa</i>	27
6.1.2. <i>Marés</i>	28
6.1.3. <i>Descarga fluvial</i>	28
6.1.4. <i>Dados hidrodinâmicos</i>	29
6.2. MODELAGEM NUMÉRICA	30
6.2.1. <i>Configuração do modelo</i>	31
6.2.2. <i>Calibração</i>	40
6.2.3. <i>Experimentos numéricos</i>	42
7. RESULTADOS E DISCUSSÃO	44
7.1. ESTIMATIVA DA DESCARGA FLUVIAL	44
7.2. DIFERENÇAS MORFOLÓGICAS ENTRE OS CENÁRIOS	45
7.3. DADOS HIDRODINÂMICOS	47
7.4. CALIBRAÇÃO	48
7.5. MODELAGEM NUMÉRICA	50
7.5.1. <i>Caracterização do padrão de circulação</i>	50
7.5.1.1. <i>Cenário histórico</i>	50
7.5.1.2. <i>Cenário atual</i>	57
7.5.2. <i>Comparação dos cenários</i>	63

7.5.2.1.	Elevação da superfície e velocidade das correntes	63
5.1.1.1.	Velocidade das correntes	67
7.5.2.2.	Descarga instantânea e descarga acumulada	70
7.5.3.	<i>Influência relativa da descarga fluvial</i>	87
7.5.3.1.	Velocidade das correntes	87
7.5.3.2.	Descarga instantânea e descarga acumulada	94
8.	CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	106
9.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	108

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 - A. Mapa do trecho final do Rio Ribeira de Iguape com o canal do Valo Grande e desembocaduras do norte do SELCI. B. Localização do “Porto da Ribeira” e sua proximidade com a sede do município de Iguape, onde ficava o “Porto Grande ou Marítimo”. Adaptado de Geobrás (1966). Fonte: DAEE (1984). **3**
- Figura 2.2 - Cronograma de abertura do canal do Valo Grande. Fonte: modificado de Geobrás (1966) **4**
- Figura 2.3 - Gráficos de distribuição temporal dos registros de medições históricas compilados de Geobrás (1966), 1. Evolução da profundidade do canal. 2. Evolução da largura do canal **5**
- Figura 2.4 - Evolução da linha de costa entre os anos de 1987 e 2008 com indicações dos processos de assoreamento e erosão. Fonte: modificado de Italiani & Mahiques, 2014 **6**
- Figura 2.5 - Registro histórico de mudanças ocorridas no entorno do extremo nordeste da Ilha Comprida, entre o final do século XVIII (1776-1800?) e o ano de 2000. Fonte: Nascimento (2006) **8**
- Figura 2.6 - Evolução do pontal sudoeste da Praia do Leste entre os anos de 1882 a 1965. Fonte: Modificado de Geobrás (1966). **8**
- Figura 2.7 - Evolução do pontal nordeste da Ilha Comprida entre os anos de 1882 a 1965. Fonte: Modificado de Geobrás (1966). **9**
- Figura 2.8 - Evolução do pontal sudoeste da Praia da Juréia entre os anos de 1908 a 1953. Modificado de Geobrás (1966). **10**
- Figura 2.9 - Evolução morfológica do pontal NE da Ilha Comprida, pontal SW da Praia da Juréia e da Praia do Leste entre os anos de 1986 a 2007. Modificado de Kawakubo (2011) **11**
- Figura 4.1 - Representação esquemática das definições de estuário de acordo com Pritchard (1967) Fonte: Santos (2018) **14**
- Figura 4.2 - Exemplificação dos tipos de maré. Fonte: Souza (2013) **16**
- Figura 4.3 - Modificações da maré no interior do estuário. Modificado de Khojasteh et al. (2021) **17**
- Figura 4.4 - Exemplo de perfis verticais de velocidade das correntes em intervalos de 1 h, com escala exagerada para facilitar a visualização. Os perfis superiores representam a circulação por bombeamento por maré, que resulta em um perfil de correntes unidirecionais, e os perfis inferiores mostram a variação das correntes residual em situação com circulação gravitacional atuante, com perfil das correntes resultando em um perfil de correntes residuais bidirecional. Fonte: Lessa (2020) **19**
- Figura 5.1 - Localização da área de estudo (Sistema Estuarino-Lagunar de

Cananéia-Iguape).	20
Figura 5.2 - Bacia de drenagem do complexo estuarino-lagunar Cananéia-Iguape e do rio Ribeira de Iguape. Fonte: Bonetti Filho e Miranda (1977)	23
Figura 5.3 - Descarga fluvial média mensal estimada do rio Ribeira de Iguape. Fonte: Elaborado a partir de dados de Geobrás (1966)	24
Figura 5.4 - Descarga fluvial média mensal estimada para a bacia contribuinte ao redor da Ilha de Cananéia. Elaborado a partir de dados de Bergamo (2000)	25
Figura 5.5 - Dinâmica das marés no complexo estuarino Largura de Cananéia-Iguape. Fonte: Tessler & Souza, 1998	26
Figura 5.7 - Deriva litorânea sazonal. Fonte: Silva et al. (2016)	27
Figura 5.6 - Deriva litorânea média interanual. Fonte: Silva et al. (2016)	27
Figura 6.1 - Fluxograma dos materiais e métodos utilizados para a realização do trabalho	28
Figura 6.2 - Localização do ADP	31
Figura 6.3 - Grades numéricas utilizadas para implementação do modelo do cenário atual	33
Figura 6.4 - Grades numéricas utilizadas para implementação do modelo do cenário histórico	34
Figura 6.5 - Distribuição dos pontos de velocidade em uma grade regular do tipo C de Arakawa. Fonte: Ribas, 2004	35
Figura 6.6 - Batimetria interpolada utilizada na representação do modelo no cenário atual	36
Figura 6.7 - Batimetria interpolada utilizada na representação do modelo no cenário histórico	37
Figura 6.8 - Representação esquemática da borda de Neumann. Modificado de Deltares (2010).	40
Figura 6.9 - Localização dos pontos de observação e seções transversais de onde foram extraídos os dados do cenário atual	41
Figura 6.10 - Localização dos pontos de observação e seções transversais de onde foram extraídos os dados do cenário histórico	41
Figura 7.1 - Descarga fluvial média mensal estimada em Três Barras	46
Figura 7.2 - Morfologia das desembocaduras da Barra do Icapara e do rio Ribeira de Iguape no cenário atual e histórico	47
Figura 7.3 - Erosão (em azul) e assoreamento (em vermelho) do canal do Mar	

Pequeno	48
Figura 7.4 - Morfologia das seções transversais distribuídas pelo Mar Pequeno no cenário atual e histórico	48
Figura 7.5 - Variação da elevação da superfície medida pelo ADP	49
Figura 7.6 - Velocidade média das componentes u, v e w na coluna d'água observadas no ADP	50
Figura 7.7 - Resultados da calibração do modelo	51
Figura 7.8 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré enchente em condição de quadratura (cenário histórico)	55
Figura 7.9 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré vazante em condição de quadratura (cenário histórico)	57
Figura 7.10 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré enchente em condição de sizígia (cenário histórico)	57
Figura 7.11 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré vazante em condição de sizígia (cenário histórico)	58
Figura 7.12 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré enchente em condição de quadratura (cenário atual)	61
Figura 7.13 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré vazante em condição de quadratura (cenário atual)	63
Figura 7.14 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré enchente em condição de sizígia (cenário atual)	63
Figura 7.15 - Velocidade máxima das correntes em um instante de maré vazante em condição de sizígia (cenário atual)	64
Figura 7.16 - Variação da elevação da superfície em dois ciclos de maré de quadratura (25h).	66
Figura 7.17 - Variação da elevação da superfície em dois ciclos de maré de sizígia (25h).	67
Figura 7.18 - Velocidade máxima das correntes integrada na vertical em dois ciclos de maré de quadratura (25h)	70
Figura 7.19 - Velocidade máxima das correntes integrada na vertical em dois ciclos de maré de sizígia (25h)	70
Figura 7.20 - Série temporal comparativa da descarga acumulada na seção do Rio Ribeira de Iguape após a bifurcação de Três Barras no cenário atual e histórico	72
Figura 7.21 - Resultados da descarga instantânea nas seções distribuídas pelo rio Ribeira de Iguape. 1. Série temporal. 2. Histograma	74

Figura 7.22 - Série temporal da descarga acumulada nas seções do Mar Pequeno	75
Figura 7.23 - Série temporal da descarga acumulada nas desembocaduras do SELCI	76
Figura 7.24 - Descarga acumulada nas seções localizadas no sul do estuário	78
Figura 7.25 - Fluxo residual médio (m ³ .s-1) no interior do estuário	80
Figura 7.26 - Descarga instantânea nas seções do Mar Pequeno	81
Figura 7.27 - Descarga instantânea nos cenários atual e histórico durante um dia lunar (25h) em condição de maré de quadratura (superior) e de sizígia (inferior).	82
Figura 7.28 - Histogramas de descarga instantânea de fluxo e refluxo nas seções do Mar Pequeno no cenário histórico	85
Figura 7.29 - Histogramas de descarga instantânea de fluxo e refluxo nas seções do Mar Pequeno no cenário atual	85
Figura 7.30 - Séries temporais de descarga instantânea nas seções distribuídas pelo sul do estuário	88
Figura 7.31 - Intensidade das correntes de enchente na região da Barra do Icapara nos cenários de descarga fluvial mínima, média e máxima em condição de quadratura e sizígia	93
Figura 7.32 - Intensidade das correntes de vazante na região da Barra do Icapara nos cenários de descarga fluvial mínima, média e máxima em condição de quadratura e sizígia	95
Figura 7.33 - Intensidade das correntes de enchente na região central do Mar Pequeno nos cenários de baixa, média e alta descarga fluvial em condição de quadratura e sizígia	96
Figura 7.34 - Intensidade das correntes de vazante na região central do Mar Pequeno nos cenários de baixa, média e alta descarga fluvial em condição de quadratura e sizígia	97
Figura 7.35 - Série temporal de descarga instantânea nas seções após a bifurcação de Três Barras (superior). Representação esquemática da divisão de fluxo residual médio na região de Três Barras (inferior)	99
Figura 7.36 - Série temporal da descarga acumulada nas seções do Valo Grande e Rio Ribeira de Iguape após a bifurcação em Três Barras	100
Figura 7.37 - Histogramas de descarga instantânea nas seções fluviais	101
Figura 7.38 - Série temporal de descarga instantânea nas desembocaduras de Icapara e do Rio Ribeira de Iguape	102
Figura 7.39 - Divisão de fluxo residual médio na desembocadura do Valo Grande	

(esquerda). Variação da descarga instantânea nas seções MP3.1 e MP3.2 em um dia lunar em condição de maré de quadratura e de sizígia (direita) **103**

Figura 7.40 - Descarga instantânea nas seções do Mar Pequeno em um dia lunar (25) nos cenários de baixa, média e alta vazão fluvial em condição de quadratura (superior) e sizígia (inferior) **104**

Figura 7.41 - Descarga instantânea nas seções distribuídas no sul do estuário em um dia lunar (25) nos cenários de baixa (vermelho), média (azul) e alta (verde) vazão fluvial em condição de quadratura (superior) e sizígia (inferior) **105**

Figura 7.42 - Fluxo residual médio (m^3/s) nos cenários de baixa (vermelho), média (azul) e alta (verde) vazão fluvial **106**

Figura 7.43 - Descarga acumulada durante os 14 dias de simulação nas seções próximas a desembocadura do Valo Grande **107**

Figura 7.44 - Descarga acumulada nas seções das desembocaduras **107**

Figura 7.45 - Série temporal da descarga acumulada nas seções do Mar Pequeno **108**

Figura 7.46 - Séries temporais de descarga acumulada nas seções localizadas no sul do estuário nos cenários de baixa, média e alta vazão fluvial **109**

LISTA DE TABELAS

Tabela 6.1 Propriedades das grades numéricas	34
Tabela 6.2 Amplitude e fase das componentes harmônicas	39
Tabela 6.3. Localização e profundidade dos pontos de observação	41
Tabela 6.4. Qualificação atribuída aos intervalos de RMAE, baseada em Van Rijn et al. (2003)	44
Tabela 6.5 Qualificação atribuída aos intervalos do parâmetro Skill, baseada em Allen, Somerfield e Gilbert (2007).	44
Tabela 7.1. Área calculada das seções transversais no cenário atual e histórico	49
Tabela 7.2. Resultados dos parâmetros estatísticos	52
Tabela 7.3 Amplitude de maré, duração dos tempos de enchente e vazante e atraso e diferença de fase em relação a desembocadura do Mar Pequeno durante a maré de quadratura e sizígia no cenário histórico	66
Tabela 7.4 Amplitude de maré, duração dos tempos de enchente e vazante e atraso e diferença de fase em relação a desembocadura do Mar Pequeno durante a maré de quadratura e sizígia no cenário atual	68
Tabela 7.5 Descarga instantânea máxima de fluxo e refluxo nas seções do Mar Pequeno	71
Tabela 7.6 Estatística das descargas instantâneas de fluxo e refluxo das seções localizadas no Mar Pequeno	74
Tabela 7.7 Descarga acumulada (m ³) nas seções distribuídas pelo SELCI no cenário atual e histórico	78
Tabela 7.8 Descarga instantânea máxima de fluxo e refluxo nas seções do Mar Pequeno	83
Tabela 7.9 Estatística das descargas instantâneas de fluxo e refluxo das seções localizadas no Mar Pequeno	86
Tabela 7.10 Descarga instantânea máxima (m ³ /s) de enchente e vazante no cenário histórico em condição de quadratura e sizígia e suas respectivas diferenças no cenário atual	89

Tabela 7.11 Velocidade das correntes nos pontos localizados no sul do estuário
98

Tabela 7.12 Descarga acumulada (m³) nas seções distribuídas pelo sistema nos cenários de baixa, média e alta vazão fluvial
100

Tabela 7.13 Máxima descarga instantânea de fluxo e de refluxo nas seções do Mar Pequeno nos cenários de baixa e alta vazão em condições de quadratura e de sizígia
104

Tabela 7.14 Descarga instantânea máxima de enchente e vazante no cenário de vazão média e diferença entre os cenários de vazão mínima e máxima em relação ao cenário de vazão média durante a maré de quadratura e de sizígia
105

1. INTRODUÇÃO

Os estuários são corpos d'água localizados na interface oceano-continente, onde sofrem influência de processos continentais, marinhos e atmosféricos. Sendo assim, são ambientes costeiros extremamente dinâmicos e com circulação bastante complexa, em função da interação entre as diferentes forçantes que atuam sobre o escoamento, como: descarga fluvial, maré, vento, ondas e correntes oceânicas (HU et al., 2009).

Esses ambientes costeiros estão entre os mais ocupados e modificados pelas atividades humanas. A ocupação desordenada e crescente dessas regiões vem acompanhada de interferências antrópicas (e.g. construção de portos, abertura de canais artificiais, estabilização de desembocaduras, dragagem) que interferem no equilíbrio do sistema, alterando o balanço hidrológico/sedimentar da região, o que conseqüentemente gera impactos ambientais, muitas vezes irreversíveis (MIRANDA et al., 2012).

O entendimento da hidrodinâmica e transporte sedimentar de ambientes estuarinos é de fundamental importância para compreender sua evolução geológica e apoiar as decisões de gerenciamento costeiro (ITALIANI et al., 2020). Nesse sentido, modelos computacionais numéricos são cada vez mais usados para simular o comportamento de sistemas costeiros, tornando-se uma importante ferramenta para o entendimento desses ambientes (MOERMAN, 2011; DE VRIEND, 1996).

Através de equações baseadas em princípios físicos, a modelagem numérica hidrodinâmica permite determinar o comportamento de determinados parâmetros (e.g. ondas, marés, correntes, transporte de sedimento), onde é possível variar a topografia do fundo e as condições das forçantes físicas e simular diferentes cenários. A comparação entre os cenários permite avaliar a influência relativa de cada um desses parâmetros, bem como, possibilita a compreensão do comportamento do ambiente e a previsão da evolução de determinadas variáveis e fenômenos/processos costeiros (AMBROSIO, 2016). Além disso, os resultados modelados podem contribuir para o preenchimento de lacunas (temporal e espacial) existentes nos dados medidos (SIEGLE, 2003).

Um exemplo singular de desvio de cursos naturais de um rio no Brasil, com trágicas conseqüências ambientais e sociais, foi a abertura do canal do Valo Grande, no litoral do sul do Estado de São Paulo (PRADO et al., 2019). O canal foi construído na primeira metade do século XVIII para promover a ligação entre o Porto do Ribeira e o Porto de Iguape no Mar Pequeno, a fim de facilitar a exportação de arroz produzido no

Vale do Ribeira. Com a abertura do canal, o rio Ribeira de Iguape o adotou como seu curso principal e a vazão que escoava pelo canal foi aumentando progressivamente desde sua abertura. Em pouco tempo, intensos processos erosivos das suas margens e o aprofundamento do seu leito já podiam ser observados (GEOBRAS, 1966).

Em mais de 150 anos após sua abertura, as dimensões do canal passaram de pouco mais de 4 m de largura e 2 m de profundidade para 230 m de largura e profundidade máxima de 7 m (MAHIQUES et al., 2013). O elevado volume de sedimento erodido e material em suspensão foi transportado pelo canal para o Mar Pequeno, resultando em diversas alterações na morfologia do estuário e nas condições do ecossistema (PRADO et al., 2019).

Diante do exposto, o presente estudo tem como objetivo avaliar as mudanças causadas pela abertura do canal do Valo Grande nas características da circulação do SELCI (Sistema Estuarino Lagunar Cananéia-Iguape) e na hidrodinâmica das desembocaduras de Icapara e de Ribeira de Iguape, localizadas no norte do sistema, a partir da implementação do modelo numérico Delft3D.

Simulações numéricas foram realizadas empregando duas grades computacionais: uma representando as configurações do sistema antes da abertura do canal do Valo Grande e, outra, a situação morfológica atual. A partir do modelo hidrodinâmico calibrado para o cenário atual, foram realizadas simulações, no modo bidimensional, com os dados de maré astronômica e de descarga fluvial do rio Ribeira de Iguape utilizados como forçantes durante um período de 14 dias.

O modelo representou bem a circulação estuarina e os resultados permitiram um melhor entendimento dos fenômenos atuantes em sistemas de desembocaduras que passaram por alterações morfológicas, como no caso do ambiente estudado. A partir disso, os resultados do presente trabalho demonstram a importância do entendimento dos processos costeiros, além de assegurar que a modelagem numérica é uma ferramenta extremamente útil para alcançar esse objetivo.

2. MOTIVAÇÃO: O CANAL DO VALO GRANDE

2.1. HISTÓRICO DA ABERTURA E EVOLUÇÃO

O século XIX foi o período de maior dinamismo econômico da região do Vale do Ribeira. Até então, a região era uma das mais produtivas do Estado de São Paulo, sendo o principal produto comercial, o arroz. A carga era transportada por embarcações até o porto fluvial (Porto do Ribeira) e, de lá, era carregada por carroças até o Porto Grande, no Mar de Iguape (Figura 2.1). O deslocamento entre os dois portos, por via terrestre ou navegável, era dificultoso. Enquanto, por mar, a distância cercava os 53 km, pelo continente, ainda que entre os dois portos, em linha reta, totalizasse cerca de 3 km, o transporte terrestre era considerado demasiado oneroso. Essa problemática motivou a construção de um canal artificial unindo o rio Ribeira de Iguape ao sistema Cananéia-Iguape: o Valo Grande (GEOBRAS, 1966).

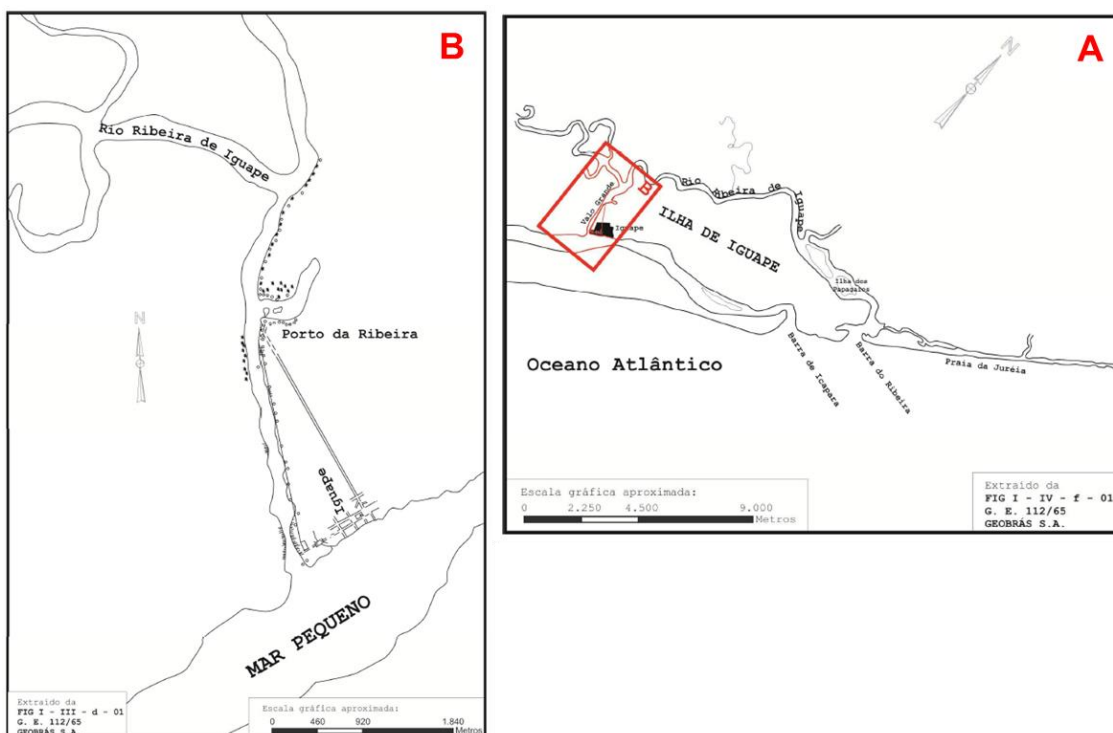


Figura 2.1. A. Mapa do trecho final do Rio Ribeira de Iguape com o canal do Valo Grande e desembocaduras do norte do SELCI. B. Localização do “Porto da Ribeira” e sua proximidade com a sede do município de Iguape, onde ficava o “Porto Grande ou Marítimo”.

Adaptado de Geobrás (1966). Fonte: DAEE (1984).

Segundo a Geobrás (1966), as primeiras ideias de abertura do canal surgiram em 1779, porém, somente em 1825 as primeiras medidas efetivas para sua construção começaram a ser tomadas. Receios quanto à localização exata do canal começaram antes de sua abertura e pareceres técnicos, de 1826, mostram que já se previa uma possível instabilidade na abertura de um canal no sul da vila de Iguape. No entanto, em razão de outros interesses políticos e econômicos, as previsões foram desconsideradas, e em 1827, a abertura do canal foi iniciada.

As obras prosseguiram com andamento bastante irregular (Figura 2.2), dependendo de vários fatores e imprevistos. As dificuldades financeiras e operacionais foram surgindo e aumentando com o passar do tempo, de modo que a obra foi concluída em 1855, 27 anos após seu início (GEOBRAS, 1966).

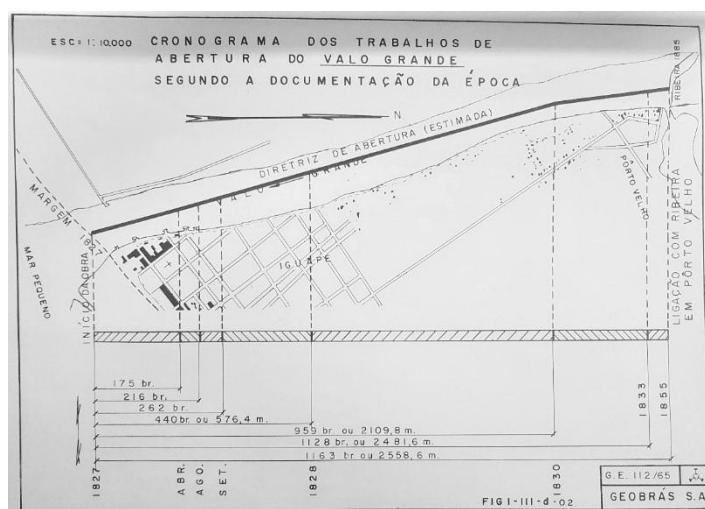


Figura 2.2. Cronograma de abertura do canal do Valo Grande. Fonte: modificado de Geobrás (1966)

O Rio Ribeira de Iguape adotou o Valo Grande como seu curso principal. Desde sua abertura, a vazão que escoava pelo canal foi aumentando progressivamente ocasionando forte e rápida erosão de suas margens. Registros históricos de 133 anos apontam rápido alargamento inicial do canal do Valo Grande (Figura 2.3). Em fevereiro de 1841, a profundidade passou de 3,3m para 4,4m e, no final do século XIX, o canal já possuía mais de 100m de largura e mais de 10m de profundidade. Os sedimentos transportados para Mar Pequeno assorearam a área do Porto de Iguape, inutilizando-o para operações (GEOBRAS, *op. cit.*).

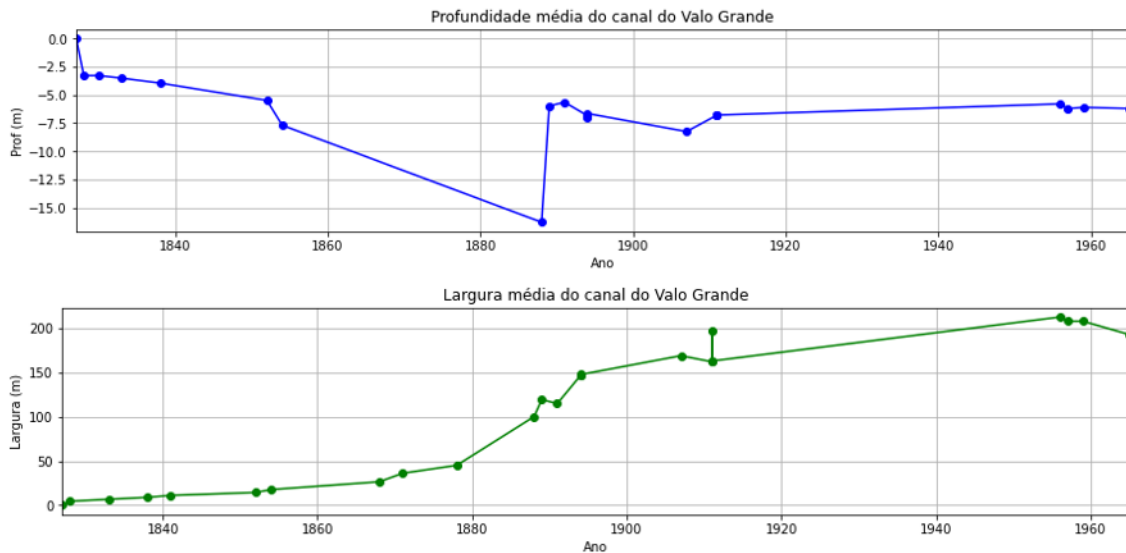


Figura 2.3 Gráficos de distribuição temporal dos registros de medições históricas compilados de Geobrás (1966), 1. Evolução da profundidade do canal. 2. Evolução da largura do canal

Na década de 1960 o canal já possuía cerca de 190 m de largura e, em mais de 150 anos após sua abertura, as dimensões do canal passaram de pouco mais de 4m de largura e 2m de profundidade, para 230 m de largura e profundidade máxima de 7m (MAHIQUES et al., 2013). Segundo Pisetta (2010), atualmente o canal apresenta trechos que atingem até 250 m de largura e de 5 a 7 m de profundidade.

Numerosas mudanças morfológicas associadas a esta construção artificial passaram a ser registradas levando, também, a diversas iniciativas para minimizar efeitos indesejados. Segundo Geobrás (1966), registros históricos apontam tentativas de fechamento do canal em 1889, em 1894 e em 1978. Nessa última, uma barragem foi construída a fim de fechar o Valo Grande e, dessa maneira, conter os intensos processos erosivos. Essa barragem durou até 1983, quando foi rompida parcialmente devido às enchentes (DAEE, 1989). Em 1989, a barragem foi recuperada mas, em 1995, devido às intensas chuvas ocorridas no Vale do Ribeira, ela foi novamente rompida (PRADO et al., 2019). Atualmente, o Valo Grande encontra-se aberto.

2.2. IMPACTOS NO SELCI

Com o aumento da vazão através do canal do Valo Grande, a erosão de suas margens foi intensificada. O elevado volume de sedimento erodido e de material em suspensão transportado para o Mar Pequeno resultou no assoreamento de regiões do

estuário, na formação de novos bancos de areia e de um delta intralagunar nas proximidades da desembocadura do canal (Figura 2.4) (ITALIANI & MAHIQUES, 2014). Segundo Saito (2002), ainda hoje, toda a região sofre um forte processo de assoreamento, verificado pelo crescimento de feições sedimentares.

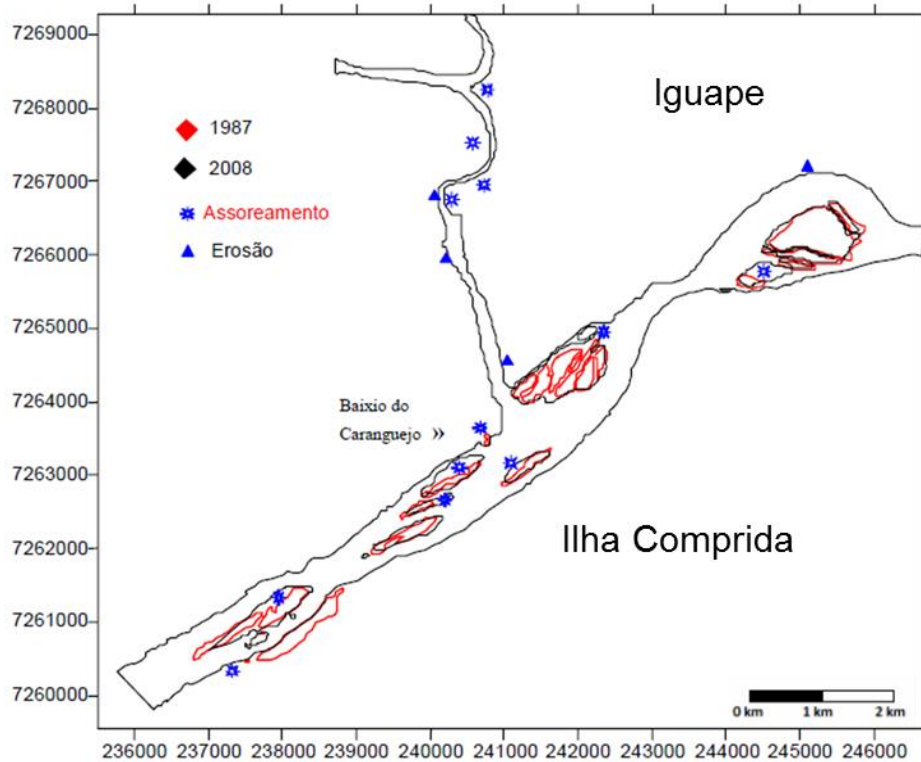


Figura 2.4. Evolução da linha de costa entre os anos de 1987 e 2008 com indicações dos processos de assoreamento e erosão. Fonte: modificado de Italiani & Mahiques, 2014

A abertura do canal também favoreceu para o crescimento da Ilha Comprida e causou modificações significativas no curso final do rio Ribeira de Iguape. As desembocaduras de Icapara e de Ribeira do Iguape apresentaram um acentuado processo de migração nos últimos 200 anos, movimentação que foi atribuída, entre outros fatores, a abertura do canal do Valo Grande (NASCIMENTO et al., 2008; TESSLER et al., 2004; TESSLER & MAHIQUES, 1993).

Nascimento et al (2008) propõem que nas primeiras décadas após a abertura do canal, devido à contenção da desembocadura pelo morro de Icapara, o aporte extra de sedimento gerou um alargamento (“engorda”) da Ilha Comprida. (Figura 2.6). Com isso, devido ao próprio aumento da largura da Ilha, a desembocadura de Icapara avança rumo NE, via erosão da praia do Leste, criando espaço, no mesmo rumo, para o crescimento

longitudinal da Ilha Comprida.

O caráter meandrante próximo a desembocadura do canal lagunar foi acentuado, resultando na erosão da margem de Iguape. Em virtude do aumento de descarga fluvial no Mar Pequeno, via Valo Grande, com redeposição desse sedimento no pontal nordeste da Ilha Comprida, o seu crescimento para NE e o deslocamento da desembocadura de Icapara para o mesmo sentido foram favorecidos. Geobrás, 1966; Tessler, 1988; Nascimento et al., 2008; Giannini et al., 2009 atribuem à deriva litorânea para NE como o principal fator de deslocamento do canal nesse sentido.

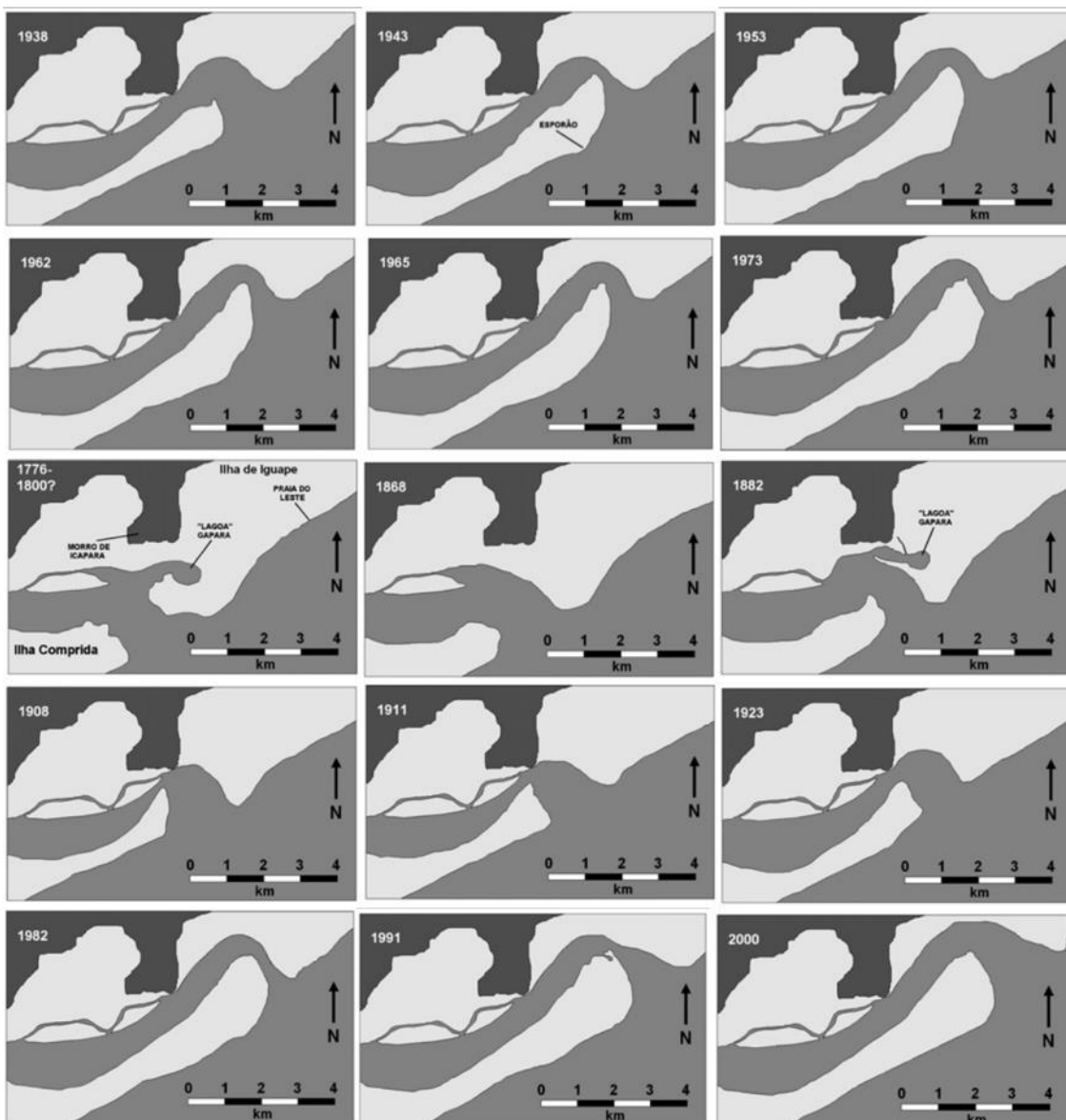


Figura 2.5 Registro histórico de mudanças ocorridas no entorno do extremo nordeste da Ilha Comprida, entre o final do século XVIII (1776-1800?) e o ano de 2000. Fonte: Nascimento (2006)

A partir da comparação de diferentes cartas batimétricas e fotos aéreas, a Geobrás (1966), estimou que entre os anos de 1882 e 1965, a extremidade NE da Ilha Comprida apresentou um crescimento aproximado de 3200 m (em uma taxa média de 35 m.ano⁻¹) (Figura 2.6), enquanto o pontal sudoeste da Praia do Leste, neste mesmo período, apresentou um processo de retrogradação de, aproximadamente, 2800 m de sua linha de costa (em uma taxa média estimada de -32 m.ano⁻¹) (Figura 2.7).

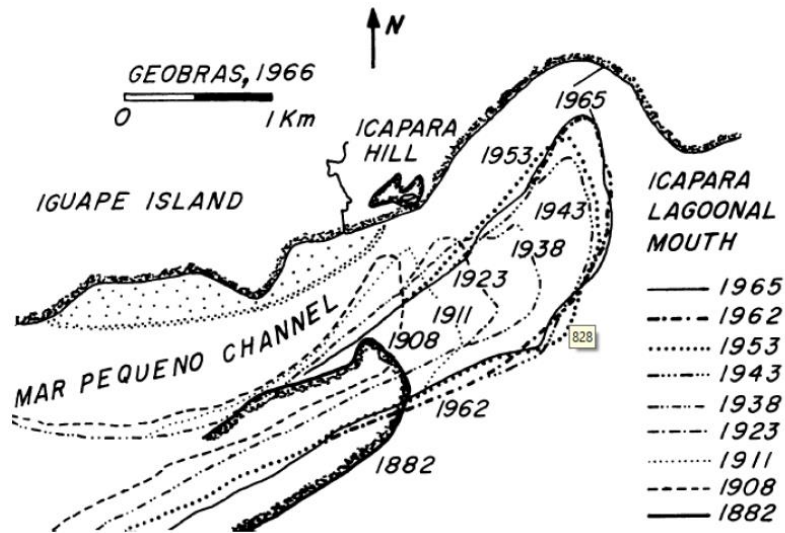


Figura 2.6. Evolução do pontal sudoeste da Praia do Leste entre os anos de 1882 a 1965.

Fonte: Modificado de Geobrás (1966).

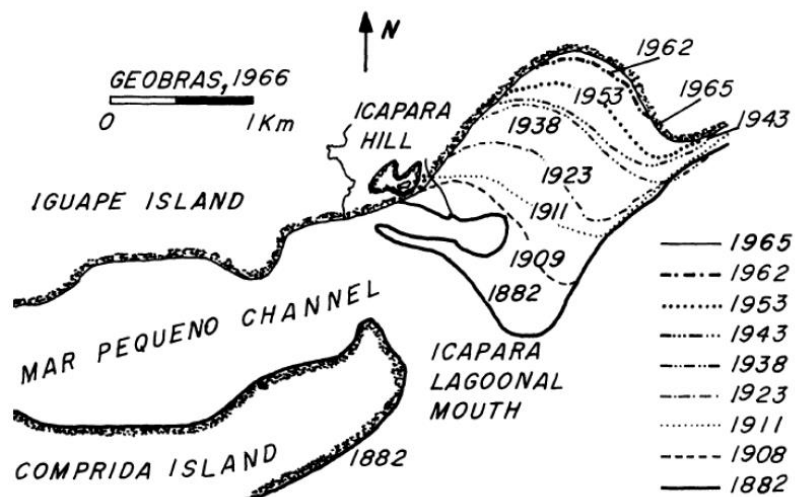


Figura 2.7. Evolução do pontal nordeste da Ilha Comprida entre os anos de 1882 a 1965.

Fonte: Modificado de Geobrás (1966).

Nascimento et al. (2008) verificam, através de comparação de fotos aéreas entre os anos de 1962 e 2000, que a Ilha Comprida aumentou cerca de 912,5 m para NE, com uma taxa de crescimento de $27,5 \text{ m}^3.\text{ano}^{-1}$ durante os últimos dois séculos. Junto a isso, constataram uma erosão de cerca de 520 m da Praia do Leste. Os autores chamam a atenção para o fato da Ilha Comprida ter levado entre 5 e 6 mil anos para se formar e, nos últimos 130 anos, ter crescido cerca de 10% do seu tamanho.

O jato hidráulico da desembocadura de Icapara foi intensificado, e o aporte sedimentar na costa adjacente, com o tempo, foi aumentado. Dessa maneira, o sedimento passou a bloquear a deriva litorânea, resultando na inversão local da deriva para SW, empurrando progressivamente a desembocadura de Iguape para SW (TESSLER, 1988).

Por sua vez, o Rio Ribeira, com apenas 1/3 de suas águas chegando até a foz, também sofreu assoreamento e grandes mudanças em seu sistema hídrico (CETESB, 2016). Antes da abertura do Valo Grande, a região da foz do rio Sua-Mirim recebia sedimento do rio Ribeira de Iguape e apresentava convergência da deriva litorânea e, portanto, tinha tendência à deposição. Com a abertura do canal, mesmo com a redução da sua vazão, a descarga fluvial dessa desembocadura ainda atua como molhe hidráulico, gerando uma inversão local da deriva litorânea para SW na região adjacente à sua foz e, também, da praia da Juréia (PONÇANO, 1976; TESSLER, 1988; IPT, 1994).

Como resultado da diminuição do aporte sedimentar e inversão da deriva litorânea, a região passou a ser mais propensa a perda de sedimento. Desse modo, a inversão local da deriva litorânea empurrou progressivamente a desembocadura do rio Ribeira de Iguape, contribuindo para o crescimento, rumo SW, de um esporão de areia com cerca de 3 km para sul, obstruindo parcialmente a desembocadura do rio (TESSLER et al., 2004).

Com base nos levantamentos realizados pela Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo em 1908, Geobrás (1966) estimaram a partir de fotografias aéreas (1943, 1953, 1955, 1962 e 1965), as alterações morfológicas na Praia da Juréia. Em relação a posição inicial, o pontal se deslocou cerca de 300 m para SW até 1943 (com uma taxa média de $65 \text{ m}.\text{ano}^{-1}$). Entre 1953 e 1955, houve um rompimento do pontal, e entre os anos de 1962 a 1965, foi observado um crescimento aproximado de 600 m (com taxa média de $50 \text{ m}.\text{ano}^{-1}$) (Figura 2.8).

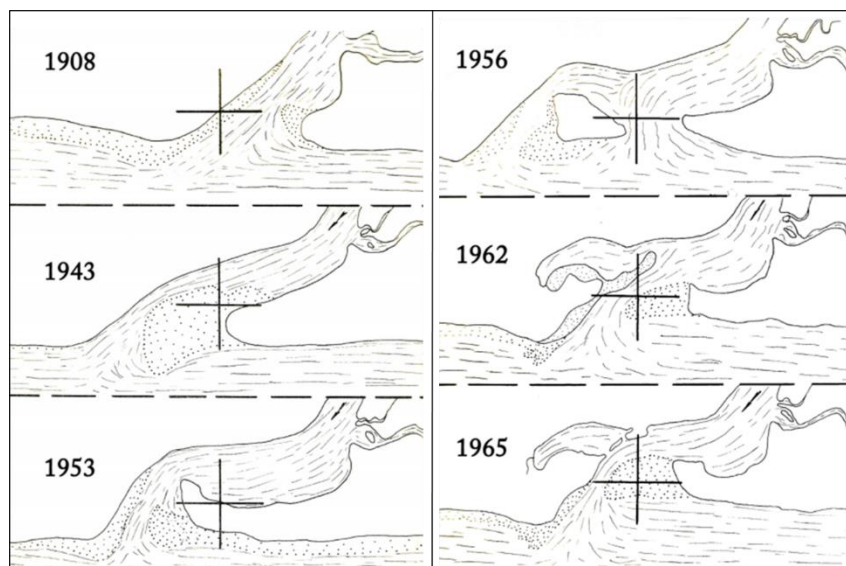


Figura 2.8. Evolução do pontal sudoeste da Praia da Juréia entre os anos de 1908 a 1953. Modificado de Geobrás (1966).

Kawakubo et al. (2011) e Aragon (2017) estimaram, a partir de imagens de satélite, o crescimento da Ilha Comprida e da Praia da Juréia. No período entre 1986 e 2007, Kawakubo et al. (2011) verificaram que a Ilha Comprida cresceu 620 m e o pontal da Praia da Juréia, 350 m (Figura 2.9). Assumindo comportamento linear, esses valores demonstram uma taxa de crescimento de 30 m e 17 m.ano⁻¹, respectivamente. Por sua vez, o crescimento longitudinal médio calculado por Aragon (2017), entre junho de 1985 e julho de 2016, no pontal nordeste da Ilha Comprida, foi de 852 m, com uma taxa aproximada de 27 m.ano⁻¹. Na Praia da Juréia, o crescimento longitudinal médio do pontal sudoeste da praia foi de 669 m e ocorreu a uma taxa aproximada de 21 m.ano⁻¹. As diferenças dos valores estimados podem ser atribuídas aos diferentes períodos e fontes de dados e a variabilidade temporal das forçantes que governam a estabilidade de desembocaduras.

Desde a abertura do Valo Grande, essas duas desembocaduras apresentaram tendência para deslocamento em rumos convergentes, até que, em 2009, se encontram (ARAGON, 2017).

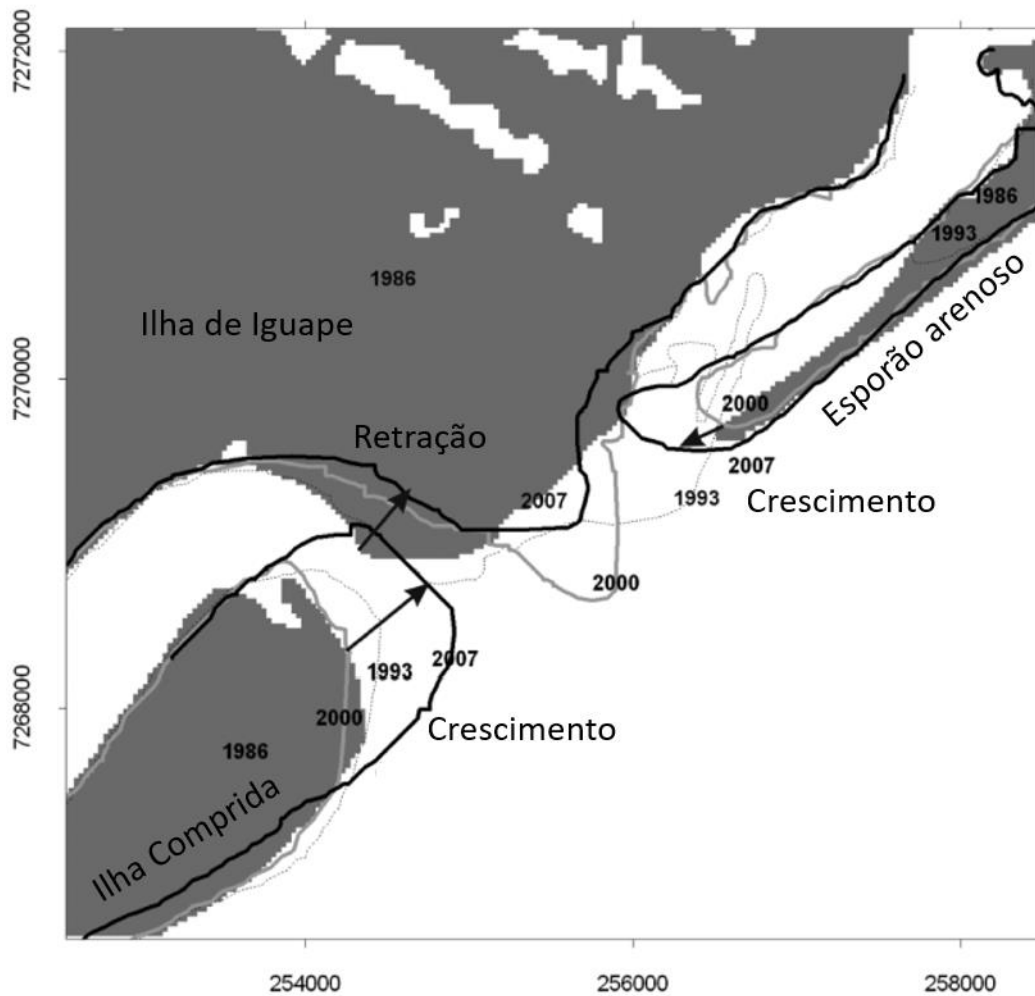


Figura 2.9. Evolução morfológica do pontal NE da Ilha Comprida, pontal SW da Praia da Juréia e da Praia do Leste entre os anos de 1986 a 2007. Modificado de Kawakubo (2011)

Além disso, o aporte de águas continentais no Mar Pequeno provocou significativas mudanças nas condições do ecossistema estuarino (PRADO et al., 2019), com alterações na temperatura, salinidade, turbidez e, conseqüentemente, na comunidade aquática, fonte de renda para muitos ribeirinhos (CETESB, 2016). A diminuição da salinidade também compromete a manutenção dos manguezais na região (CUNHA-LIGNON et al., 2011).

3. OBJETIVOS

O presente estudo tem como principal objetivo compreender a influência relativa da abertura do canal do Valo Grande na hidrodinâmica do SELCI.

Os objetivos específicos para a elaboração do trabalho são:

- Aplicar e calibrar um modelo hidrodinâmico representando a configuração atual do SELCI;
- Representar, através de um modelo esquemático, a morfologia das desembocaduras norte do SELCI antes da abertura do canal do Valo Grande;
- Avaliar as características hidrodinâmicas do SELCI em dois cenários morfológicos extremos (atual e histórico) e por meio da implementação de um modelo numérico;
- Relacionar a abertura canal do Valo Grande com as alterações na hidrodinâmica do sistema.
- Determinar a influência relativa do volume de descarga fluvial nos processos relacionados à circulação estuarina e à dinâmica das desembocaduras.

4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1. ESTUÁRIOS

Segundo a definição de Pritchard (1967), um estuário é um corpo de água costeiro semifechado que possui uma ligação livre com o mar aberto, estendendo-se do rio até o limite da influência das marés, onde a água do mar se dilui, de forma mensurável, com água não salina proveniente de drenagem terrestre.

Longitudinalmente, os estuários são normalmente divididos em três setores (Figura 4.1) (DIONNE, 1963; FAIRBRIDGE, 1980): estuário inferior ou marinho, zona mais externa que possui ligação livre com o oceano aberto, onde a salinidade é próxima a do mar aberto e os gradientes horizontais são baixos; estuário médio, região intermediária sujeita a intensa mistura de água do mar com a água fluvial, onde há uma rápida mudança nos gradientes horizontais; e estuário superior ou fluvial, caracterizado por águas fluviais (não salinas) mas sujeito a influência diária da maré.

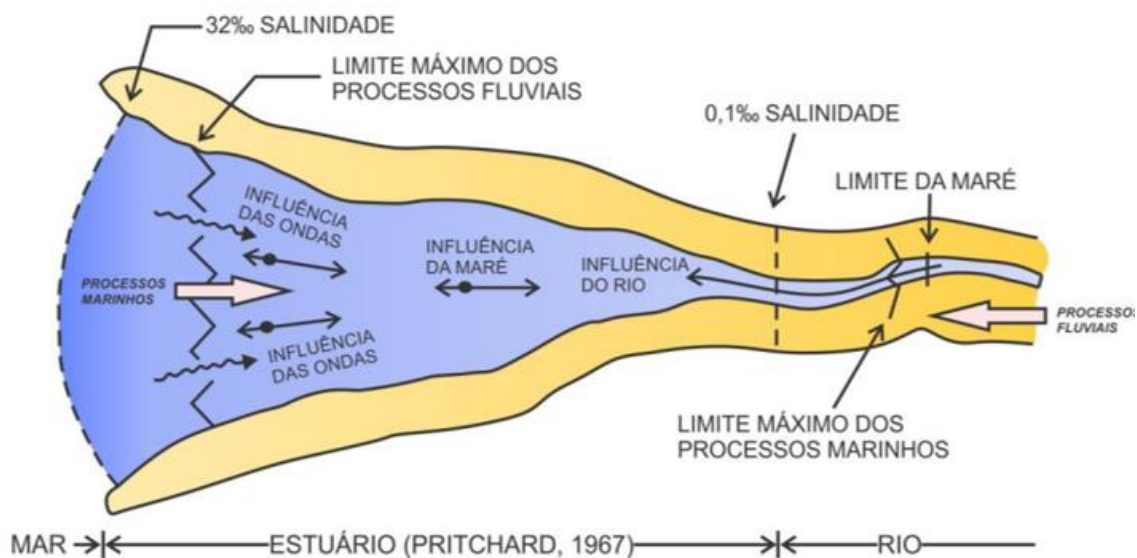


Figura 4.1. Representação esquemática das definições de estuário de acordo com Pritchard (1967) Fonte: Santos (2018)

Estuários são ambientes sedimentares transgressivos, de época geológica muito recente (menor que 5 mil anos), formados por alterações seculares do nível do mar (MIRANDA et al., 2012). A localização, forma e extensão desses ambientes depende do

nível do mar, da topografia do litoral e dos rios, e é alterada por processos erosivos e deposicionais.

Os estuários podem ser definidos e classificados de várias maneiras, a partir de agrupamentos que variam de acordo com as características e os processos em comum, dependendo do objetivo do estudo. As principais classificações estão relacionadas com amplitude de maré, características geomorfológicas em função de variações de salinidade ou de densidade da água e do efeito dominante no controle da circulação ou mistura.

4.2. MARÉS

As marés são movimentos verticais de subida e descida da superfície do mar em torno de um nível médio de água (TRUJILLO & THURMAN, 2010). O instante em que a elevação da superfície atinge o nível máximo em relação a esse nível médio, recebe o nome de preamar e, quando atinge o menor nível, recebe o nome de baixa-mar. A amplitude de maré corresponde à diferença entre os níveis de preamar e baixa-mar.

O período entre a baixa-mar e a preamar, momento em que ocorre a subida do nível do mar, recebe o nome de maré enchente e o processo de descida do nível do mar, intervalo entre a preamar e a baixa-mar, recebe o nome de maré vazante. Os curtos períodos que ocorrem entre marés, em que a variação da elevação da superfície não é perceptível, são chamados de estofa.

As marés astronômicas são ondas de gravidade, de longo período, geradas pelas diferenças de força de atração gravitacional da Lua e do Sol sobre as águas do oceano, enquanto esses corpos interagem com a Terra em suas órbitas mensais e anuais. Os níveis dos oceanos variam diariamente conforme essa interação, mas a variação da maré ocorre principalmente em função do ciclo lunar, que dura cerca de 29 dias.

Durante a lua cheia e a lua nova, isto é, quando o Sol, a Lua e Terra estão alinhados, a atração gravitacional do Sol é "adicionada" à atração gravitacional da Lua na Terra, produzindo marés altas um pouco mais altas e marés baixas um pouco mais baixas do que a média. Este fenômeno resulta em maiores amplitudes de maré e leva o nome de maré de sizígia. Por sua vez, durante as luas crescente e minguante, quando o sistema Sol-Lua-Terra formam um ângulo reto, a atração gravitacional da Lua e do Sol ocorrem perpendicularmente, resultando em maré alta e maré baixa mais próximas da média e com menores amplitudes, essas são conhecidas como marés de quadratura (Figura 4.2).

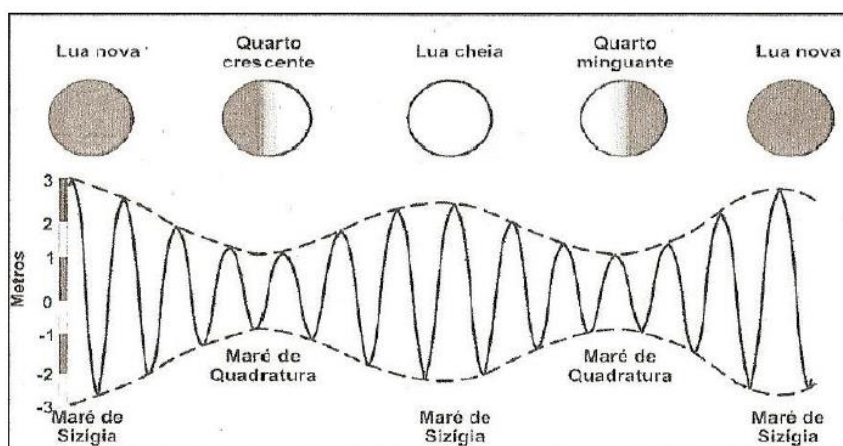


Figura 4.2 Exemplificação dos tipos de maré. Fonte: Souza (2013)

Os ventos locais e padrões climáticos também podem afetar as marés e resultar em variações irregulares. Com maior ou menor elevação da superfície em relação às alterações ocasionadas pela maré astronômica, são as chamadas marés meteorológicas. Esses fenômenos apresentam caráter aleatório e, portanto, seus efeitos são mais difíceis de prever (VAN RIJN, 2010).

No caso das marés astronômicas, como as alturas derivam dos movimentos cíclicos dos astros, as variações da altura do nível de água podem ser previstas através da análise harmônica, utilizando as constantes harmônicas (amplitude e fase) das principais componentes astronômicas.

As marés geradas nas grandes bacias oceânicas se propagam como ondas progressivas em oceano aberto, isto é, com velocidade máxima na preamar e na baixa-mar e com velocidade mínima na estofa (no nível médio). Ao chegar em regiões costeiras, as ondas de maré são significativamente modificadas pela geomorfologia das margens continentais (TRUJILLO & THURMAN, 2010), além da superposição de suas constituintes, acarretando em um aumento de amplitude e diferenças na duração dos tempos e nas magnitudes de enchente e vazante. De maneira que, em águas rasas, as marés apresentam o comportamento de ondas estacionárias, com velocidade máxima na estofa e mínima na preamar e baixa-mar.

4.3. HIDRODINÂMICA ESTUARINA

O movimento hidrodinâmico dominante em estuários é o resultado da morfodinâmica de suas desembocaduras e da mistura das águas no seu interior.

Diversos fatores são responsáveis pela circulação estuarina, dentre eles: as variações do nível do mar causadas pela maré, o volume de descarga fluvial, gradiente longitudinal de salinidade (gradiente de densidade), circulação da plataforma continental e ação do vento na superfície livre (MIRANDA et al., 2012).

A propagação da maré em estuários é resultado, principalmente, da geometria do sistema, da dissipação de energia devido ao atrito com as margens e fundo e do volume da descarga fluvial, que tem fluxo em sentido contrário e tende a bloquear a propagação da maré (GODIN, 1999). Em função dessas interações, as marés podem ser amplificadas, amortecidas, refletidas ou deformadas no interior do estuário (Figura 4.3). Essas interações são responsáveis por importantes variações de altura da maré e de intensidade das correntes (KHOJASTEH et al., 2021)

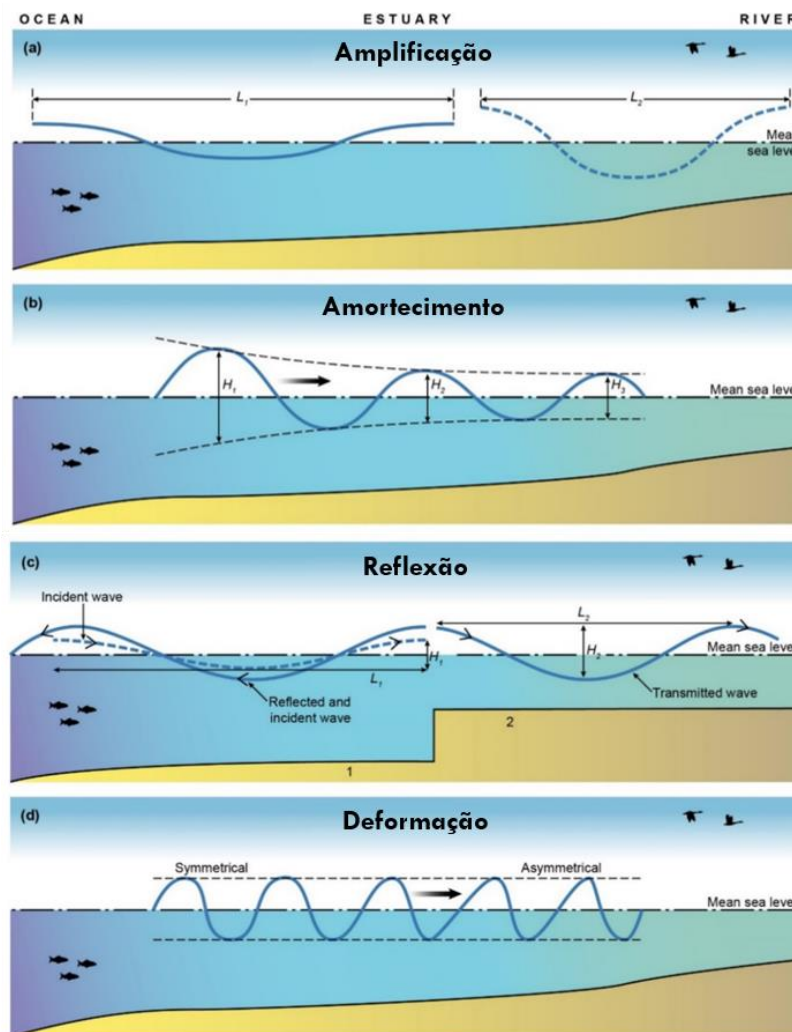


Figura 4.3 Modificações da maré no interior do estuário. Modificado de Khojasteh et al. (2021)

4.4. FLUXO RESIDUAL

O perfil das correntes residuais é gerado pela média das velocidades em cada nível da coluna d'água e corresponde a direção predominante das correntes. Esse conceito está relacionado à circulação estuarina e segundo Dyer (1995) existem dois tipos de correntes residuais: a circulação clássica, ou gravitacional, e a circulação por bombeamento de maré (Figura 4.4).

A circulação gravitacional é gerada pela diferença de densidade da água fluvial (não salina) e da água marinha, e é caracterizada pelo fluxo bidirecional em duas camadas. A água fluvial, menos densa, ocupa a camada superficial e geralmente apresenta velocidade residual em direção ao oceano. A camada de fundo é ocupada pela água marinha, mais densa, e possui velocidade residual em direção ao rio / estuário. A diferença de densidade entre as duas camadas dá origem a um gradiente vertical e longitudinal de salinidade. Esse tipo de circulação é característico de estuários parcialmente misturados.

Na circulação por bombeamento de maré, o gradiente salino ocorre no estuário de forma unidirecional, apenas longitudinalmente. Esse tipo de circulação é observado em ambientes dominados por maré que podem, ou não, possuir influência fluvial, ou ainda, observados em ambientes que recebem elevado volume de descarga fluvial comparado a força da maré (por exemplo, em sistemas de micromarés). Em ambientes dominados por maré, a velocidade varia em função do regime de maré (enchente e vazante) e, quando a descarga fluvial é dominante, a velocidade respeita sempre a direção do oceano (de vazante). Esse tipo de circulação é comum em estuários bem misturados.

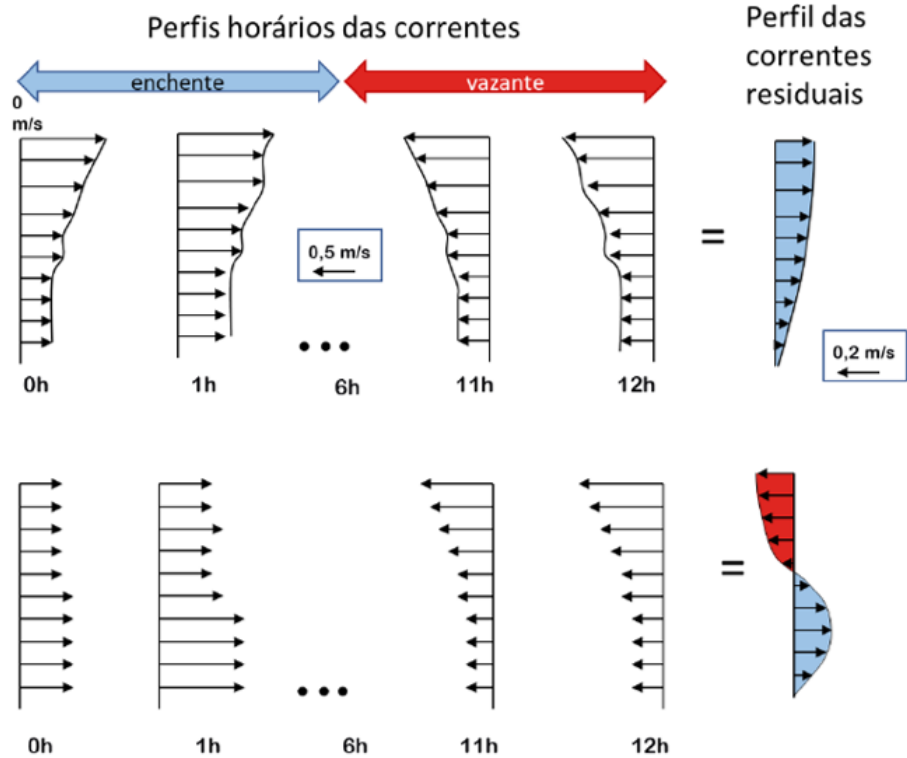


Figura 4.4 Exemplo de perfis verticais de velocidade das correntes em intervalos de 1 h, com escala exagerada para facilitar a visualização. Os perfis superiores representam a circulação por bombeamento por maré, que resulta em um perfil de correntes unidirecional, e os perfis inferiores mostram a variação das correntes residual em situação com circulação gravitacional atuante, com perfil das correntes resultando em um perfil de correntes residuais bidirecional.

Fonte: Lessa (2020)

5. ÁREA DE ESTUDO

O Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape (SELCI), localizado no extremo sul do litoral do paulista, delimitado pelas coordenadas de latitude $24^{\circ} 40'S$ e $25^{\circ} 05'S$ e longitude $47^{\circ} 25'W$ e $48^{\circ} 10'W$, integra uma extensa e larga planície costeira recortada por estreitos e longos canais. Esse sistema é composto, de sul para norte, por quatro ilhas (do Cardoso, de Cananéia, Comprida e de Iguape), separadas entre si por sistemas de canais lagunares e rios interconectados (Canal de Ararapira, Baía do Trapandé, Mar de Cubatão, Mar de Cananéia, Mar Pequeno, Valo Grande e Rio Ribeira de Iguape) que se conectam com o oceano através de quatro desembocaduras: Ararapira, Cananéia, Icapara e Ribeira de Iguape (Figura 5.1).

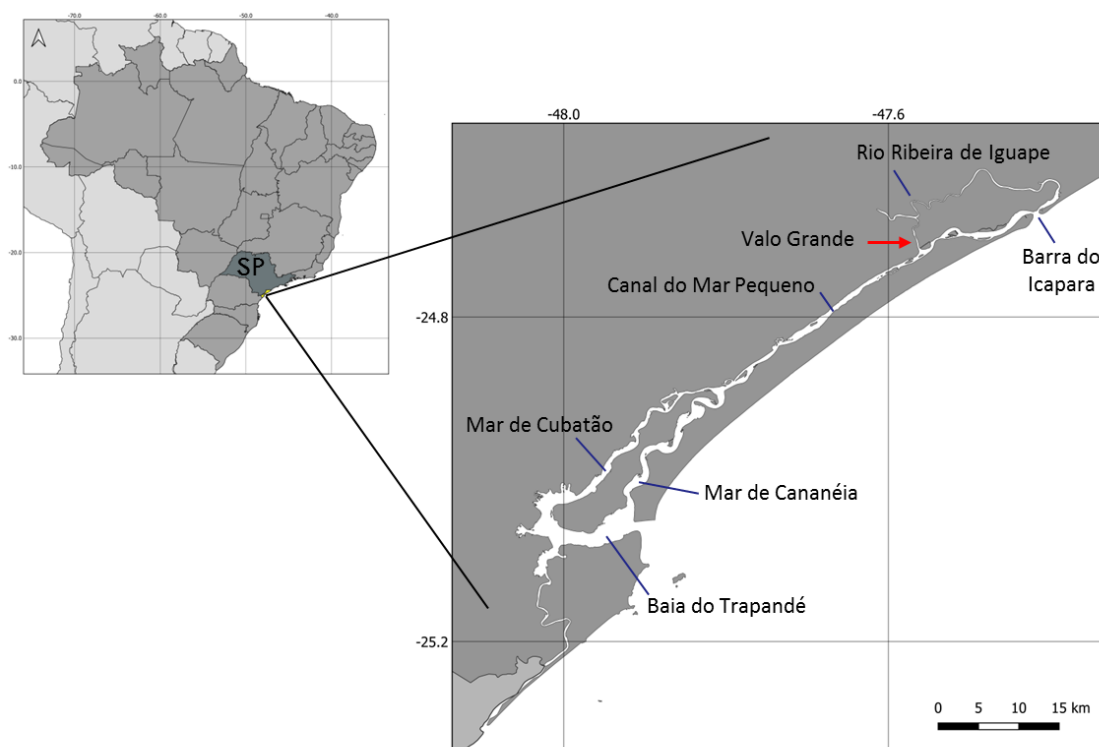


Figura 5.1. Localização da área de estudo (Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape).

A Planície Costeira de Cananéia-Iguape configura-se como a maior planície costeira do Estado de São Paulo, com uma área de aproximadamente 2.500 km^2 (SUGUIO & TESSLER, 1992). Sua origem e evolução são relacionadas a dois ciclos transgressivos e regressivos que modelaram as planícies costeiras brasileiras durante o Quaternário: a

Transgressão Cananéia e a Transgressão Santos (TESSLER & GOYA, 2005).

Suguiu e Martin (1978) definem a Ilha Comprida como uma ilha-barreira, relacionados com as variações do nível relativo do mar durante o Quaternário. Essa importante feição sedimentar possui aproximadamente 70 km de extensão e separa o Sistema Cananéia-Iguape do oceano.

Segundo Marquez (2007), a Planície Costeira de Cananéia-Iguape encontra-se coberta, em grande parte, por sedimentos quaternários arenosos, homogêneos, compostos por areias finas muito bem selecionadas, que variam de influência continentais (na base) à influência marinha (no topo).

5.1. ASPECTOS CLIMÁTICOS E ATMOSFÉRICOS

Os eventos meteorológicos na região sudeste do Brasil se caracterizam pela alternância de domínios de massas de ar provenientes do Anticiclone Tropical Atlântico Sul (ATAS) e de massa de ar derivadas do Anticiclone Polar Móvel (Migratório) (APM). Assim, a dinâmica atmosférica da região sudeste pode ser dividida em duas situações distintas. Na primavera/verão, a ATAS atinge o litoral brasileiro produzindo instabilidade e gerando ventos alísios (de E e NE) e condições de tempo mais estável. No outono/inverno, o bloqueio da APM se torna mais frágil, permitindo sua migração para o norte, gerando ventos de S e SE que estão relacionados às frentes frias. O avanço desses centros de massa para menores latitudes traz episódios de baixas temperaturas (SANT'ANNA NETO; TESSLER & GOYA, 2005).

O clima predominante na região é subtropical úmido com verão quente (tipo Cfa, de acordo a classificação de Köppen, com médias anuais de temperatura superiores a 21 °C, atingindo média de 25 °C no verão, 18 °C no inverno), umidade relativa do ar média superior a 80% e é caracterizada pela ausência de estação seca bem definida, com índices pluviométricos acima de 2000 mm (SILVA, 1989; LEPSCH et al., 1990).

A precipitação total anual na região se distribui bem durante os meses do ano. A maior parcela de precipitação ocorre no verão (entre dezembro e abril), enquanto o período entre maio e novembro (inverno) corresponde a um momento mais seco. A transição acontece de maneira gradual entre esses dois períodos (SILVA, 1989).

As médias de temperatura e pluviosidade anuais registradas no Posto de Iguape, entre 1895 e 1965, foram, respectivamente, de 21,5 °C e 1555 mm. Fevereiro foi o mês

com cheias pronunciadas no verão e estiagem no inverno, sendo considerado um sistema fluvial de regime subtropical (GUIMARÃES, 2007). Segundo estimativas de Geobrás (1966) realizadas a partir de uma série histórica de dados da vazão, medidos em Registro e no rio Jacupiranga, a descarga fluvial média anual estimada em Três Barras para o período entre 1940 e 1965 foi de $455 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Nesse levantamento, o mês de fevereiro foi o que apresentou maiores valores de vazão na média mensal ($706 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), enquanto a menor média foi verificada em agosto ($347 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (Figura 5.2).

A Geobrás (*op. cit.*) estima que o Valo Grande desvia, em média, 2/3 da descarga fluvial do Rio Ribeira de Iguape. Para um período de observação de 12 anos no trecho do Valo Grande, a maior descarga média diária foi de $1601 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, no verão, e a menor média diária foi de $84 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ no inverno.

O sistema Itapitangui/Minas é responsável pelo aporte fluvial no sul do estuário. Essa bacia de drenagem circunda exclusivamente a região de Cananéia que é composta por uma pequena rede hidrográfica e ocupa uma pequena faixa continental, com uma área de aproximadamente 1.340 km^2 (MISHIMA et al., 1985). O sistema engloba as drenagens da Serra do Itapitangui, e os seus principais cursos d'água são: o Rio das Minas, o Rio Itapitangui, o Rio Taquari e o Rio Mandira, sendo os dois primeiros os mais importantes, que deságuam nos mares de Cubatão e Itapitangui.

Esses rios são, na sua maioria, pequenos (MIYAO et al., 1986) e exibem alto gradiente somente em seu trecho inicial. Na medida em que perdem a declividade na planície costeira, apresentam orientação muitas vezes paralela à linha de costa. É comum a influência marinha à montante da foz desses cursos fluviais por distâncias de até 20 km da linha de costa (SUGUIO & TESSLER, 1992).

Bergamo (2000) estimou a descarga média mensal dessa bacia a partir do método indireto descrito por Bonetti Filho & Miranda (1997). O autor utilizou valores médios mensais dos dados climatológicos de temperatura do ar, precipitação e evaporação, obtidos de uma série temporal de 41 anos de observações realizadas na estação da base de pesquisa do IOUSP. A descarga média mensal calculada para essa bacia foi de $47,24 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, dado que corresponde a um valor cerca de 16 vezes menor comparado a descarga média no Valo Grande, com maior média mensal em março ($99,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) e menor em agosto ($5,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (Figura 5.4).

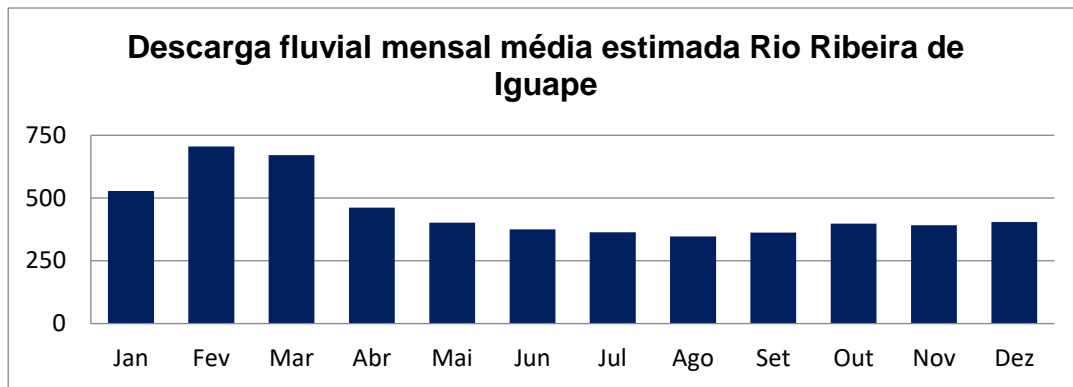


Figura 5.3 Descarga fluvial média mensal estimada do rio Ribeira de Iguape. Fonte: Elaborado a partir de dados de Geobrás (1966)

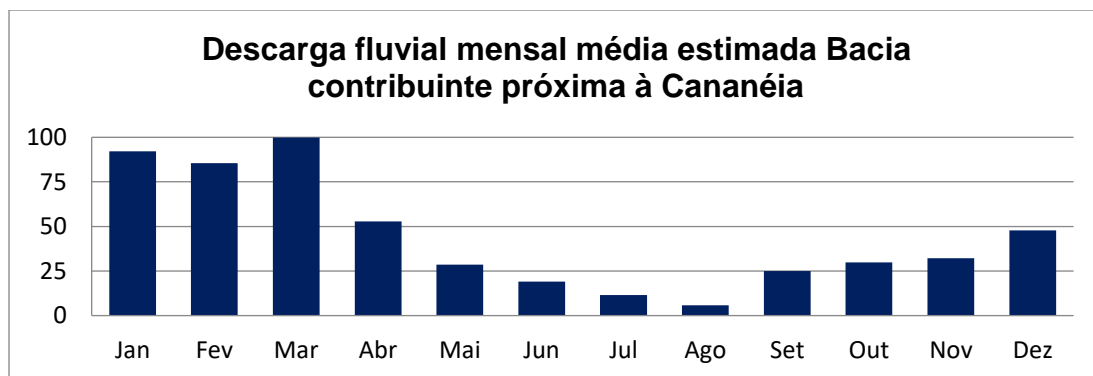


Figura 5.4 Descarga fluvial média mensal estimada para a bacia contribuinte ao redor da Ilha de Cananéia. Elaborado a partir de dados de Bergamo (2000)

5.3. CIRCULAÇÃO ESTUARINA

A circulação na região estuarina de Cananéia-Iguape é forçada, principalmente, pela maré astronômica que entra no sistema pelas Barras de Icapara e de Cananéia, seguida pelas descargas de água continental (MIYAO, 1977; BONETTI FILHO et al., 1996; TESSLER & SOUZA, 1988).

O sistema pertencente a um regime de micromarés (< 2m) (DAVIES, 1964), com maré do tipo mista e predominância semi-diurna e amplitudes média de 0,26m na quadratura e 1,2m na sizígia (MESQUITA & HARARI, 1983; MIYAO et al., 1986; MIYAO & HARARI, 1989).

Durante a maré enchente, as ondas de maré que entram no SELCI pela desembocadura de Cananéia se dividem, parte se propaga através do Mar de Cubatão e outra parte através do Mar de Cananéia. Na junção desses dois mares, ao norte da Ilha de

Cananéia, os fluxos se recompõem em um fluxo único o qual se propaga em direção ao Iguape. Por sua vez, as ondas de maré que entram pela Barra de Icapara se propagam para o sul do estuário, em direção a Cananéia. Estas correntes com sentidos opostos se encontram no interior do Mar Pequeno, ocasionando o fenômeno hidrodinâmico conhecido como "tombo das águas". O processo de vazante tem início nas saídas das desembocaduras com reflexos quase que imediatos na região do "Tombo" (Tessler & Souza, 1998; Miniussi, 1959; Miyao & Harari, 1989) (Figura 5.5).

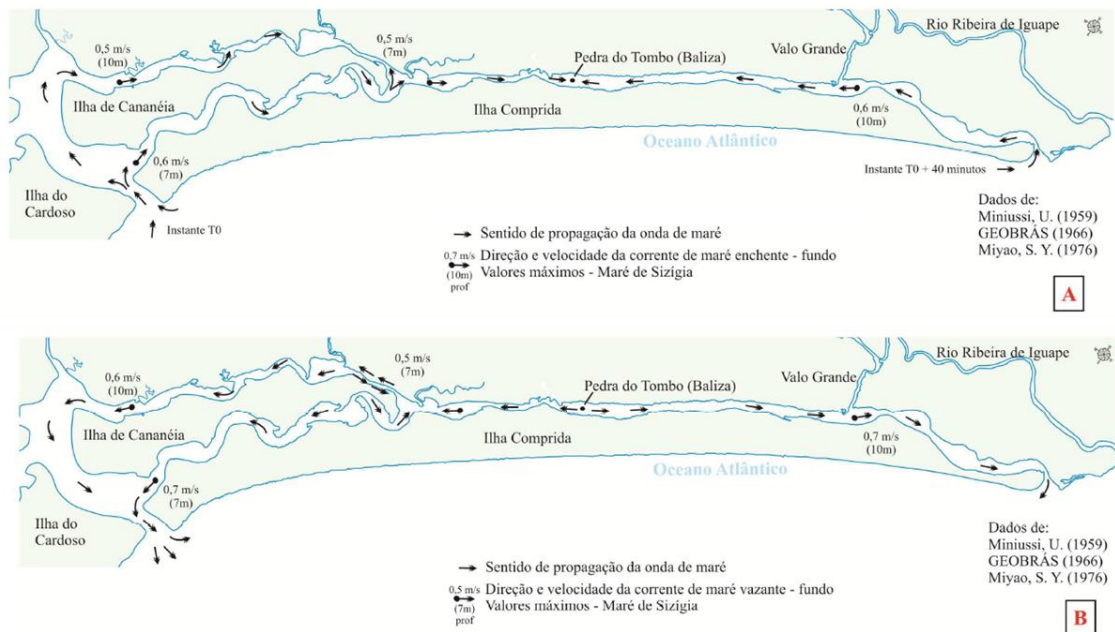


Figura 5.5. Dinâmica das marés no complexo estuarino Largura de Cananéia-Iguape. Fonte: Tessler & Souza, 1998

5.4. ONDAS

Na Região Sudeste do Brasil, a alternância entre os dois sistemas atmosféricos reflete nas correntes de deriva litorânea com diferentes magnitudes e sentidos. Os ventos de sul, associados à APM (frentes frias) geram ondas provenientes do quadrante SE-S-SW, as quais apresentam altura máxima e que podem atingir valores acima de 2 m. Já os ventos de leste e nordeste, associados aos ventos alísios (ATA), provocam ondas provenientes do quadrante NE-E, que apresentam altura máxima variando de 0,5 a 1 m (SANTOS, 2005).

Os dois sistemas de ondas são responsáveis por sistemas de transporte ao longo da costa com direções opostas, mas, a deriva predominante na Ilha Comprida é para NE,

com variações de intensidade nesses trechos, sendo mais efetiva na porção sul do que na porção norte (Figuras 5.6 e 5.7) (SILVA et al., 2016).

Souza (1997) apresenta um modelo de circulação do conjunto de células de derivas encontrados na Ilha Comprida, na Praia do Leste e na Praia da Juréia. Essas regiões são compreendidas como setores de divergência e de convergência de correntes e observadas a partir de suas variabilidades sazonais induzidas pelo clima de ondas local. Na região da Ilha Comprida há o predomínio de deriva litorânea para NE, exceto no pontal sudoeste da ilha e próximo à desembocadura de Icapara, na extremidade nordeste da ilha. Na Praia da Juréia, são encontradas, na porção central e nordeste da praia, áreas de divergência. Na Praia do Leste, as correntes têm sentido SW no verão e, o contrário, é observado no inverno.

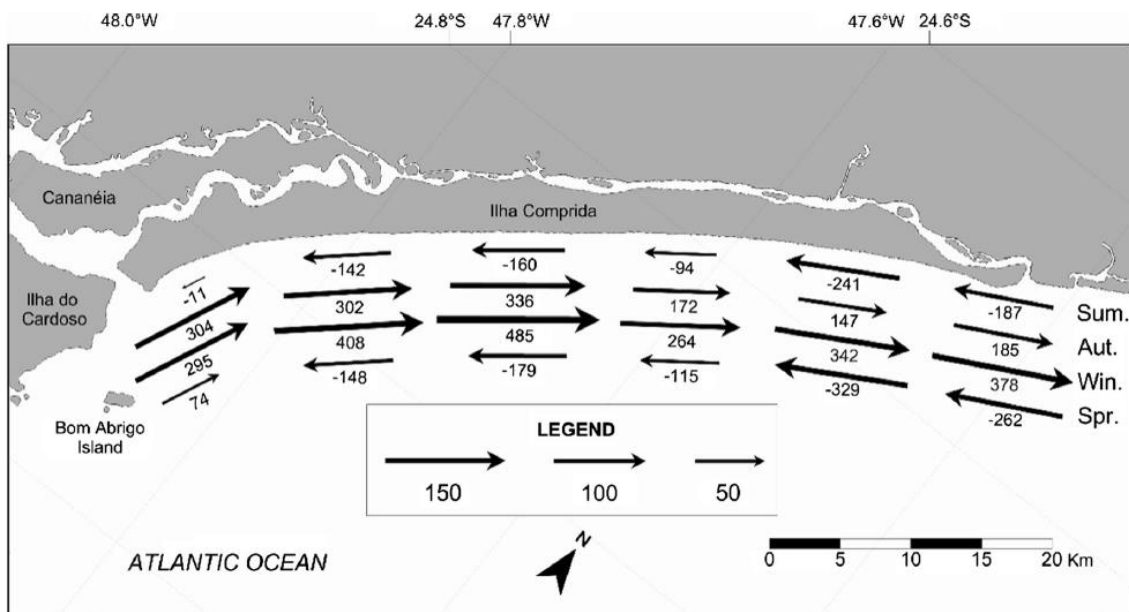


Figura 5.7 Deriva litorânea sazonal. Fonte: Silva et al. (2016)

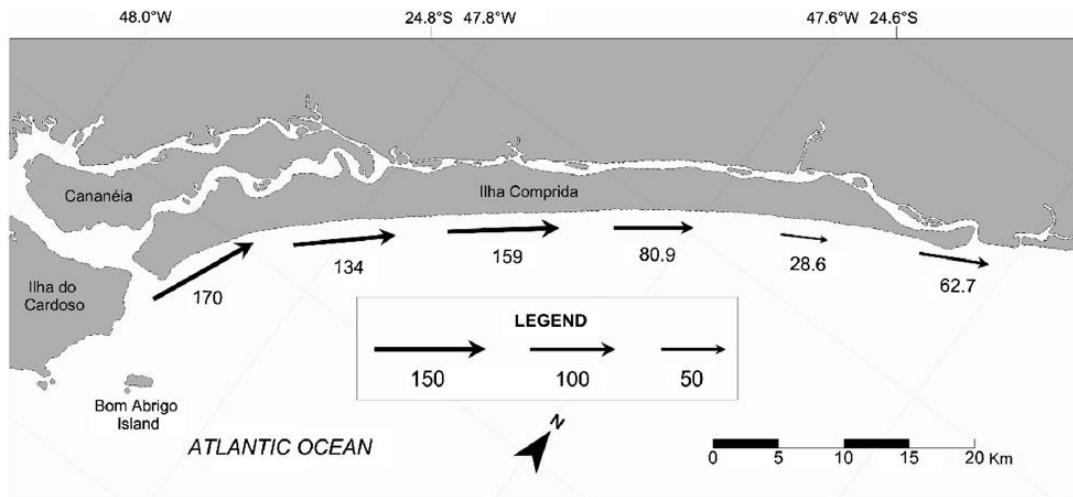


Figura 5.6 Deriva litorânea média interanual. Fonte: Silva et al. (2016)

O clima de onda predominante é de S, ENE e SSW representa 60% das ondulações na costa sudeste paulista, formando ondas de 1,5 m de altura e 8 s de duração. No outono-inverno, ondas do quadrante S e SW predominam e na primavera-verão, ondas de ENE (SILVA et al., 2016).

6. MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento do presente trabalho foi dividido em duas etapas: 1. Levantamento e processamento de dados; 2. Aplicação do modelo numérico Delft3D, que serão descritas a seguir.

A Figura 6.1 apresenta uma síntese dos dados de entrada utilizados para a implementação do modelo e das etapas da modelagem numérica.

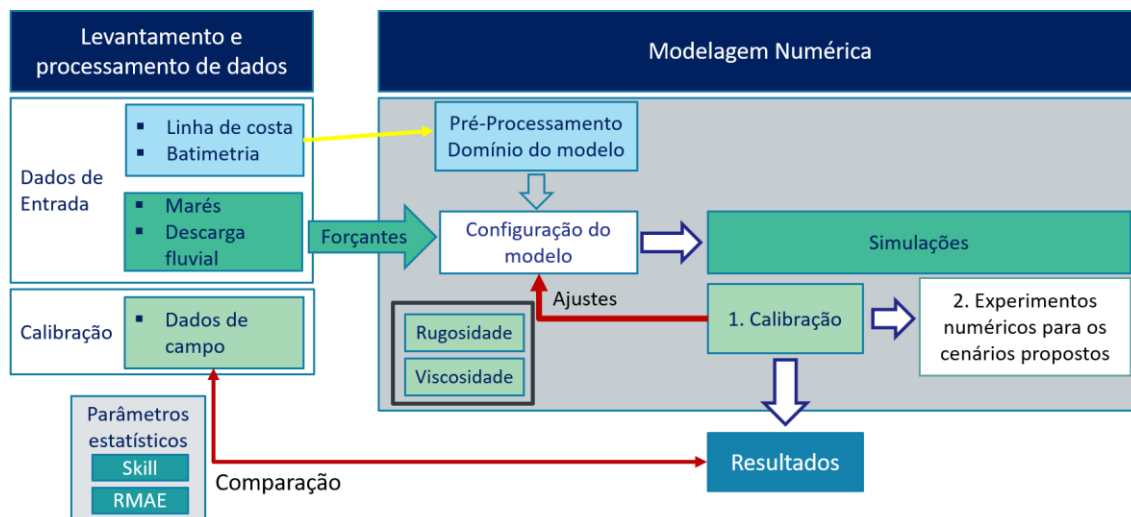


Figura 6.1 Fluxograma dos materiais e métodos utilizados para a realização do trabalho

6.1. LEVANTAMENTO E PROCESSAMENTO DE DADOS

6.1.1. Batimetria e linha de costa

Para representar a batimetria atual do sistema, foram utilizados dados de dois levantamentos batimétricos realizados pelo IOUSP no segundo semestre de 2017 sendo, o primeiro, entre os dias 22 e 24 de agosto e, o segundo, entre os dias 17 e 19 de outubro. Esses dados foram corrigidos em relação à variação da elevação da superfície causada pela maré astronômica durante as medições e referenciados no nível zero. Para a região da desembocadura de Cananéia também foram utilizados dados batimétricos da Carta Náutica nº 1703, de 2004 (DHN, 2004), digitalizada.

Dados de cartas náuticas e folhas de bordo disponibilizados pelo LDC (Laboratório de Dinâmica Costeira) foram utilizados para compor a batimetria da região oceânica do modelo hidrodinâmico.

Para representar a morfologia do sistema no cenário histórico, foi elaborado um cenário morfológico hipotético, baseado nos documentos mais antigos encontrados na literatura. Foram utilizadas as pranchas 007 (Mar Pequeno entre Iguape e Barra de Icapara em 1909) e 107 (Ribeira de Iguape, Ribeira Velho, em 1965) do rio Ribeira de Iguape e da região da desembocadura do Mar Pequeno, disponíveis em Geobrás (1966), além da Carta Náutica nº 1707 de 1938 (DHN, 1969) para representar a região do Mar Pequeno.

O contorno da linha de costa e bancos de areia do cenário atual foi obtido a partir da vetorização de imagens de satélite LANDSAT datadas de 11/06/2018 utilizando o

QGis. O QGis é um programa de código aberto que permite trabalhar informações espaciais em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG), onde através de técnicas de geoprocessamento, permite visualizar, tratar, editar e analisar dados geoespaciais.

Por sua vez, a determinação da linha de costa no cenário histórico foi baseada na prancha 001 (Complexo Valo Grande – Mar Pequeno – Ribeira de Iguape. Fins do século XVIII) (GEOBRAS, 1966).

6.1.2. Marés

As 9 principais componentes astronômicas de maré (Q_1 , O_1 , P_1 , K_1 , N_2 , M_2 , S_2 , K_2 e M_3) foram utilizadas para representar o fenômeno das marés no SELCI para a implementação do modelo hidrodinâmico. Esses componentes representam mais de 90% do efeito de maré na plataforma sudoeste brasileira, segundo Mesquita & Harari (1983).

Foram utilizados os valores de amplitude e de fase das constantes harmônicas das componentes de maré na estação maregráfica de Cananéia, disponíveis no banco de dados da *International Hydrographic Organization* (IHO), acessado pelo programa *Delft Dashboard*. O *Delft Dashboard* é uma interface gráfica independente do Delft3D, que oferece suporte para a configuração de modelos através de um grande número de caixas de ferramentas acopladas para a geração de entrada rápida e fácil de modelo (DELTARES, 2014).

6.1.3. Descarga fluvial

A descarga fluvial do rio Ribeira de Iguape, em Três Barras, foi estimada a partir da metodologia descrita por Pisseta (2006, 2010). O método consiste na soma das vazões médias diárias registradas nas estações fluviométricas do rio Ribeira de Iguape no município de Registro (4F-002) e do rio Jacupiranga (4F-016). Com base nisso, atribuiu-se um coeficiente unitário de 10% sobre a vazão do rio Jacupiranga para representar a descarga do rio Pariquera-Açu (Equação 1). As bacias contribuintes desses três rios formam a área total drenada até Três Barras.

$$Q_{TB} = Q_R + 1,1 Q_J \quad (1)$$

A estimativa da descarga média mensal foi realizada a partir da série histórica de dados de estações administradas pelo DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica). Foram utilizados dados do período entre 1963 e 2019. É importante destacar a ausência de dados disponíveis para o período entre 2000 e 2003 e entre 2006 e 2010.

6.1.4. Dados hidrodinâmicos

Os dados de correntes e elevação da superfície utilizados para a calibração do modelo foram fornecidos por Ambrósio (2016). As medições foram realizadas através de um ADP (*Acoustic Doppler Profiler*) instalado em frente à base de pesquisa do IOUSP ($25^{\circ} 01,160'S$, $47^{\circ} 55,420'W$) (Figura 6.2) entre os dias 07 e 28 de julho de 2014, totalizando 22 dias de amostragem. O equipamento ficou fundeado em uma profundidade de aproximadamente 14m e foi configurado para coletar a direção e intensidade das correntes a cada 10 minutos em células de 0,5m.

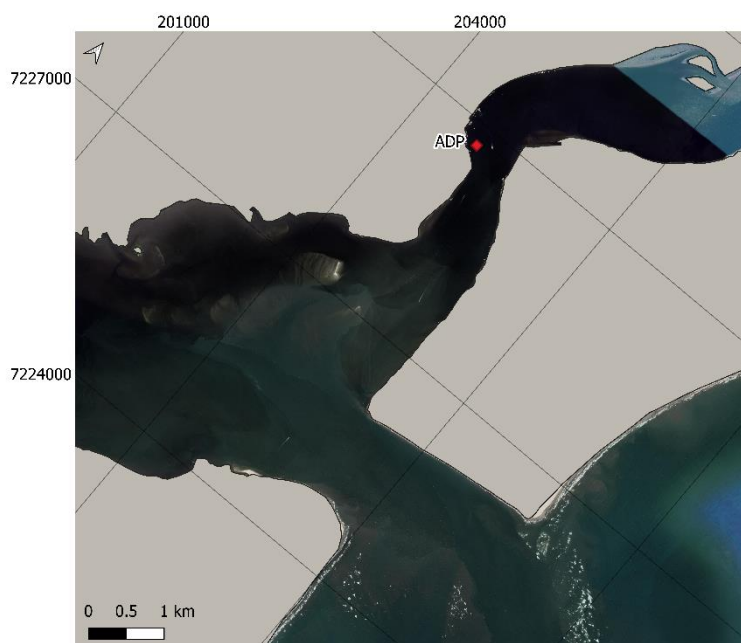


Figura 6.2. Localização do ADP

Os dados inconsistentes, correspondentes às medições realizadas durante o período de instalação, foram descartados. Os parâmetros *pitch*, *heading* e *roll*, que indicam a movimentação do equipamento em diferentes direções, foram verificados, indicando estabilidade dos dados durante o período de medição.

Os dados de pressão foram convertidos em profundidade e transformados para nível de água, através da subtração da profundidade média local. Esses dados foram corrigidos pelo nível mínimo para verificar o conjunto de dados e pelo nível médio para referenciar no nível zero.

O ADP utiliza o sistema de coordenadas ENU (*East-North-Up*), isto é, mede os dados em relação ao Norte Magnético. Sendo assim, fez-se necessária a correção da direção das correntes e da orientação das componentes u e v de velocidade em relação ao norte verdadeiro. Essa correção é feita da seguinte maneira:

$$\theta_{NV} = \theta_{ADP} \pm D \quad (2)$$

$$u = V \text{ sen} \theta_{NV} \quad (3)$$

$$v = V \text{ cos} \theta_{NV} \quad (4)$$

Onde: θ_{NV} é a direção corrigida em relação ao norte verdadeiro, θ_{ADP} é a direção medida pelo ADP, V é a velocidade medida pelo ADP, D é a declinação magnética.

A declinação magnética (D) para Cananéia em 2014 (-19.96°) foi obtida a partir do modelo WWN da Agência Nacional de Inteligência Geoespacial (NGA - *National Geospatial-Intelligence Agency*)¹.

Com o objetivo de eliminar oscilações de alta frequência e, assim, enfatizar o sinal da maré astronômica obtido pelo ADP, foi aplicado um filtro de média móvel nesses resultados. O filtro de média móvel suaviza flutuações curtas e destaca tendências de longo prazo, permitindo, dessa maneira, uma melhor comparação com resultados do modelo na etapa de calibração.

6.2. MODELAGEM NUMÉRICA

Desenvolvido pela Deltares com o objetivo de analisar multidisciplinarmente zonas costeiras, lagos, rios e estuários, o Delft3D constitui em um avançado sistema de modelos numéricos que inclui vários módulos, permitindo a simulação de processos costeiros complexos, tais como geração e propagação de ondas, hidrodinâmica, transporte de sedimentos e mudanças da morfologia (erosão e deposição sedimentar, variação da

¹ <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml>

linha de costa). Esses módulos são agrupados em torno de uma interface comum e capazes de interagir entre si ou operar isoladamente.

O Delft3D-FLOW é o principal módulo do sistema, ele permite a simulação hidrodinâmica multidimensional (2D/3D), resolvendo equações de águas rasas e calculando fenômenos hidrodinâmicos não-estacionários, como fluxo de transporte e fenômenos resultantes da maré, ou forçantes meteorológicas através de grades curvilíneas ou retilíneas ajustadas ao limite.

Essas informações foram retiradas dos manuais do usuário do Delft3D-FLOW, onde as equações e descrições mais detalhadas podem ser encontradas.

6.2.1. Configuração do modelo

A região modelada cobre o rio Ribeira de Iguape a partir de Três Barras, toda a parte interna do estuário e abrange uma porção da plataforma continental adjacente. A distância entre a linha de costa e a borda mais externa da grade oceânica é cerca de 23,5 km na extremidade norte, de 16,5 km na extremidade sul e a borda perpendicular à costa possui aproximadamente 105 km de extensão.

Devido a extensão e complexidade fisiográfica do sistema, o modelo hidrodinâmico foi dividido em 6 grades numéricas no cenário atual e 5 grades no cenário histórico, interconectadas pelo recurso denominado decomposição de domínios. As grades implementadas estão apresentadas Figuras 6.3 e 6.4.

Na decomposição de domínios, as grades estão interconectadas e os cálculos são realizados simultaneamente para cada uma delas, transmitindo os resultados de uma para a outra a cada passo de tempo. Esse recurso facilita a manipulação das grades e ajuda na eficiência computacional, pois permite o uso de grades com diferentes resoluções e configurações (ex.: rugosidade e viscosidade), otimizando o tempo e os resultados das simulações (DELTARES, 2014).

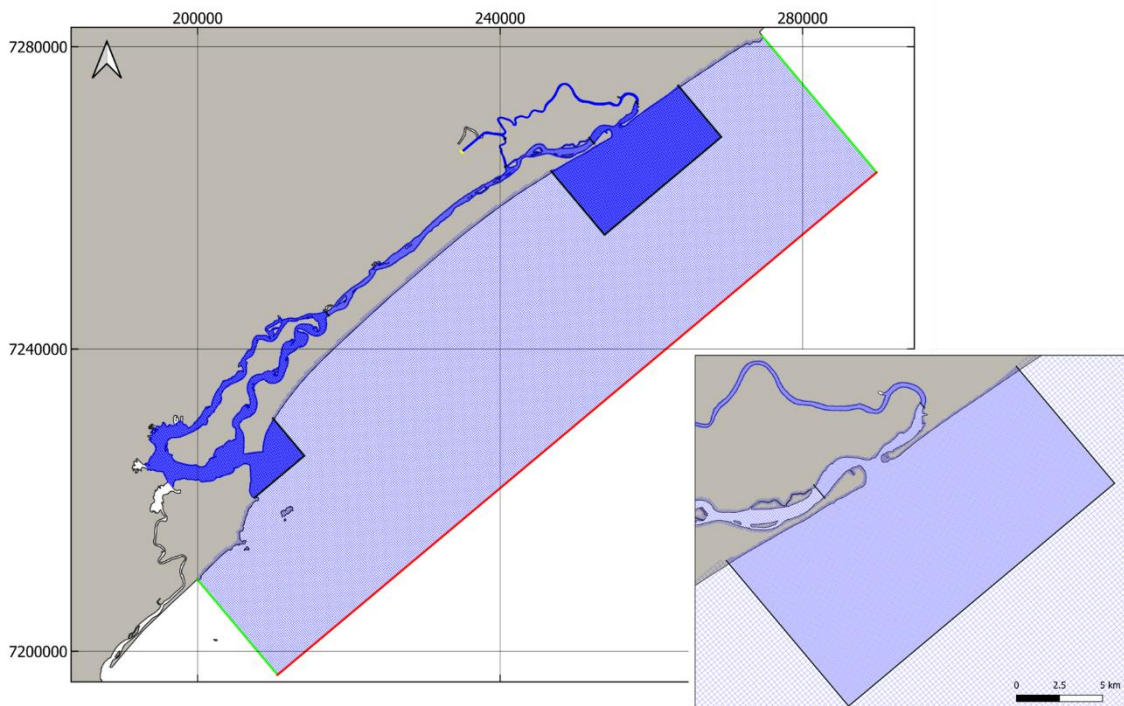


Figura 6.3. Grades numéricas utilizadas para implementação do modelo do cenário atual

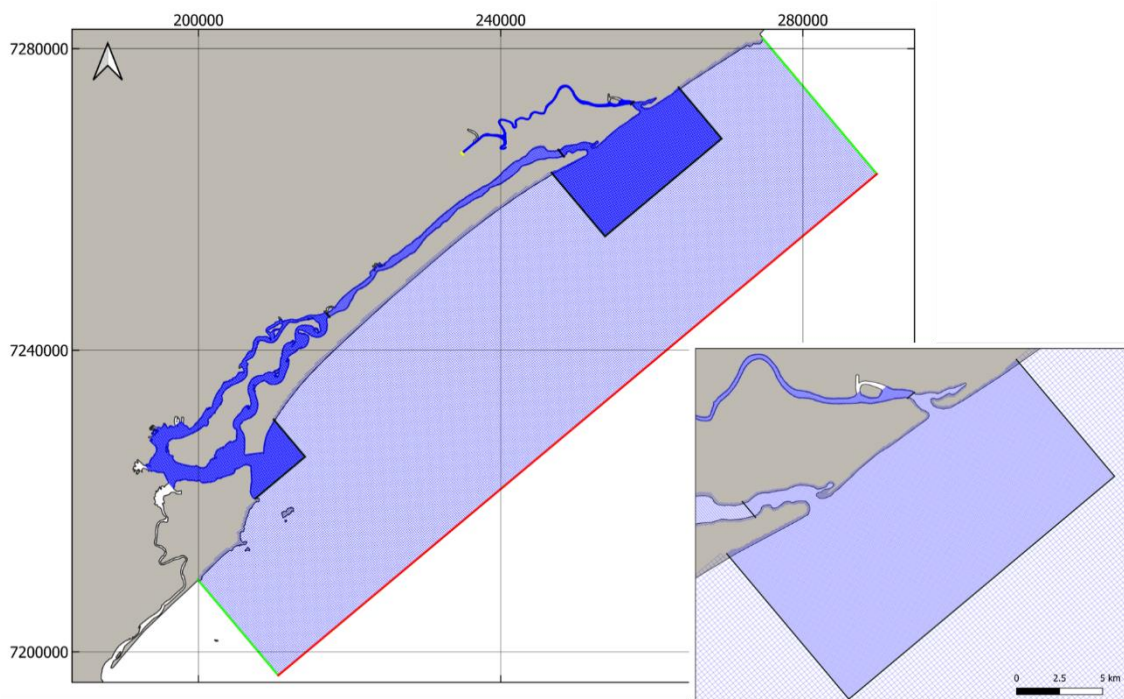


Figura 6.4. Grades numéricas utilizadas para implementação do modelo do cenário histórico

Os domínios foram divididos de acordo com as características fisiográficas da área de estudo e dimensionados para resolver os processos de circulação hidrodinâmica na região do SELCI. As grades foram elaboradas com base no contorno da linha de costa

utilizado o módulo de pré-processamento RGFGRID do Delft3D. A resolução e o número de células das grades encontram-se na Tabela 6.1.

Tabela 6.1 Propriedades das grades numéricas

Domínios		Resolução (m)	atual			histórico		
			M	N	M x N	M	N	M x N
Ribeira de Iguape	F1	60	751	350	262850	728	322	234416
Valo Grande	F2	30	169	191	32279	-	-	-
Barra do Icapara	E1	60	337	193	65041	337	214	72118
Mar Pequeno	E2	60 x 120	363	106	38478	313	82	25666
Cananéia	E3	60	524	274	143576	524	274	143576
Oceano	Oc.	240	432	123	53136	432	123	53136

Foram utilizadas grades regulares do tipo C de Arakawa com inclinação de 40° no sentido anti-horário. Nesse sistema de grades, os pontos de elevação estão definidos no centro da célula e as componentes de velocidade (u, v, para simulações 2D e u, v e w, para simulações 3D) são perpendiculares aos lados das grades (Figura 6.5).

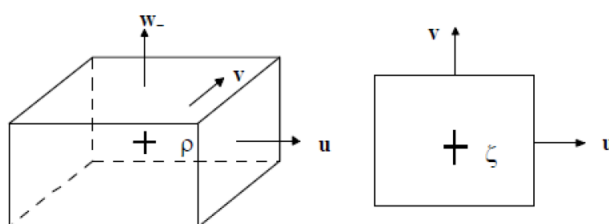


Figura 6.5. Distribuição dos pontos de velocidade em uma grade regular do tipo C de Arakawa.

Fonte: Ribas, 2004

É importante destacar que, para os domínios oceânico (Oc.) e sul do estuário (E3) foram utilizadas as mesmas grades e batimetria nos dois cenários. As demais grades foram criadas de acordo com a morfologia de cada cenário e apresentam a mesma resolução. Com o intuito de ficarem o mais parecidas possível e evitar alterações significativas nos cálculos, elas permitem uma melhor comparação dos resultados obtidos em cada cenário.

Os dados de batimetria foram interpolados para os pontos da grade através do módulo de pré-processamento QUICKIN do Delft3D, pelo método da triangulação linear. O resultado da interpolação para os cenários atual e histórico estão representados, respectivamente, nas Figuras 6.6 e 6.7.

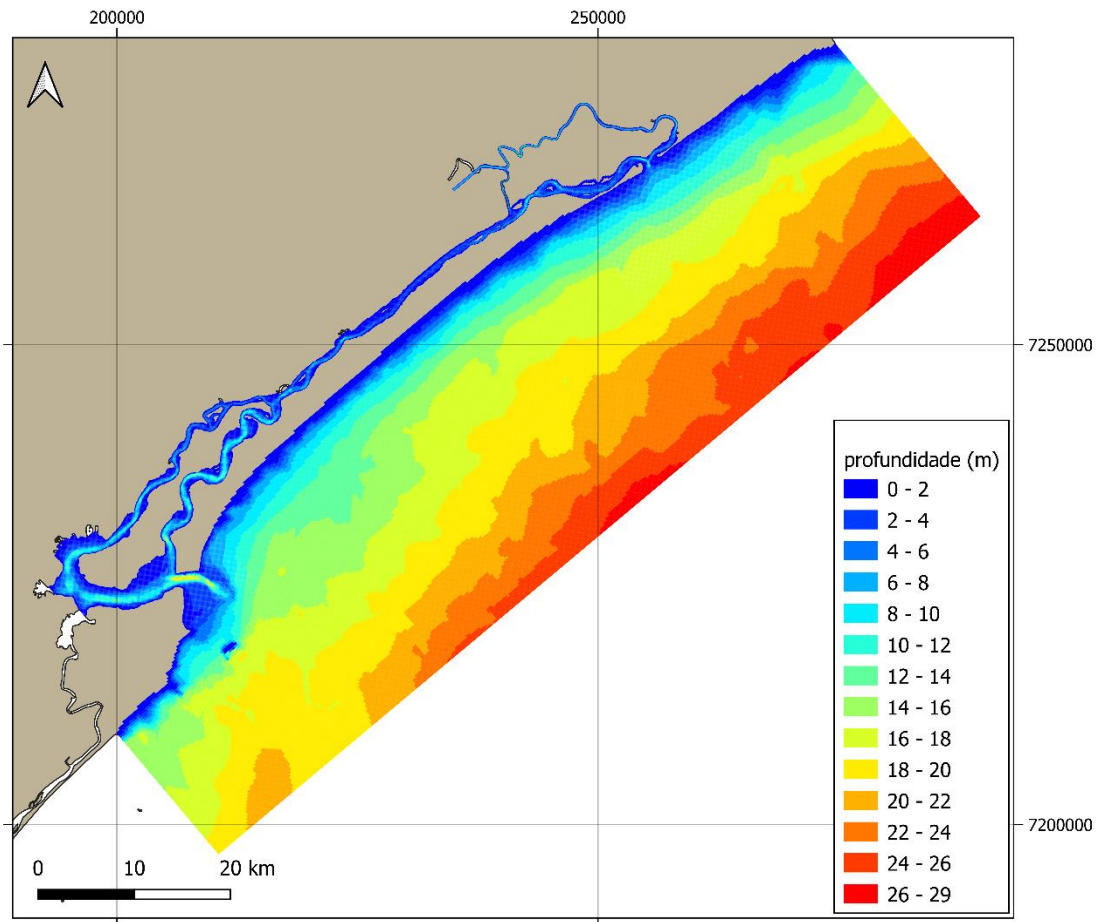


Figura 6.6. Batimetria interpolada utilizada na representação do modelo no cenário atual

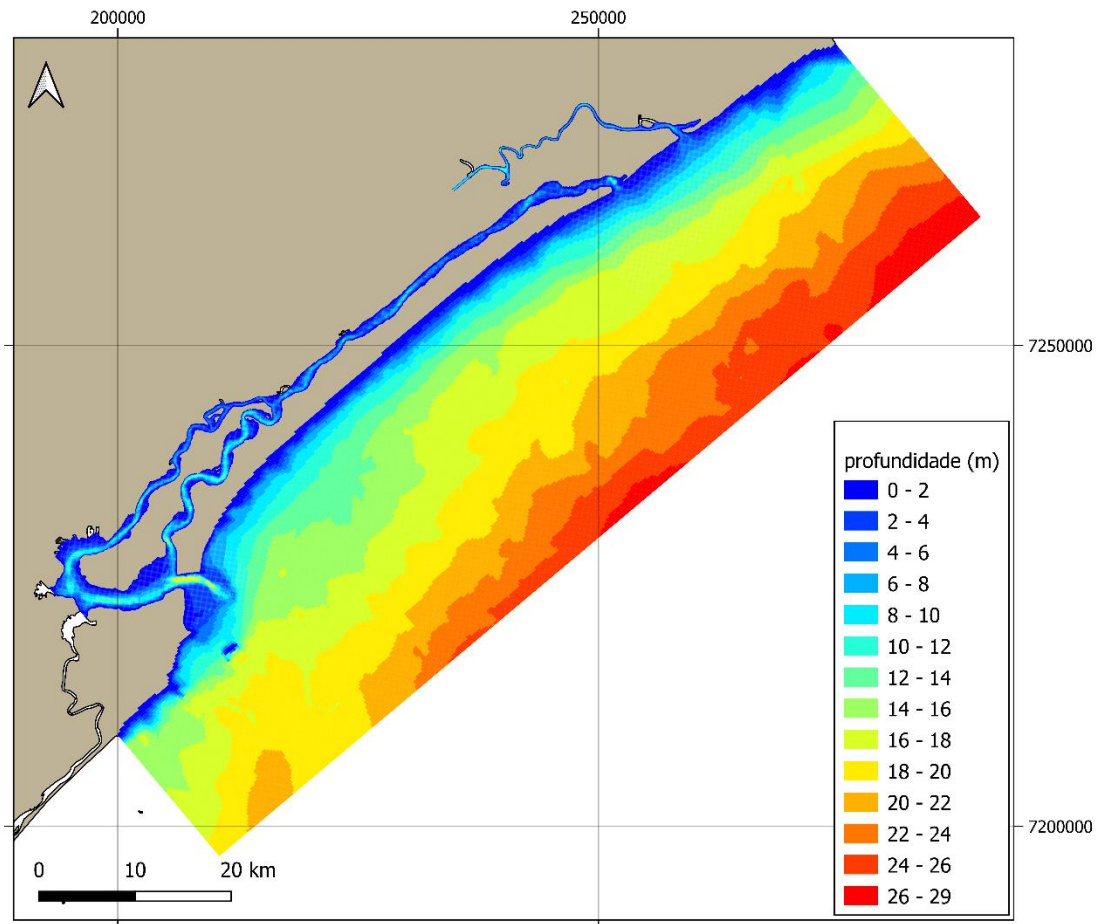


Figura 6.7. Batimetria interpolada utilizada na representação do modelo no cenário histórico

Não há dados de batimetria para a região da desembocadura do rio Ribeira de Iguape no cenário histórico. Portanto, foi feita uma aproximação baseada no restante da batimetria disponível e um valor constante de 5 metros de profundidade foi considerado para a parte mais funda do canal até a desembocadura.

O modelo foi implementado no modo bidimensional (2D), assumindo condições barotrópicas. Segundo Miranda et al. (2002), para estuários de planície costeira, em geral, a parcela barotrópica é responsável pela variabilidade de alta frequência e é uma ordem de grandeza maior comparada a baroclínica (forçada pelo campo de densidade).

As simulações foram realizadas partindo do repouso, isto é, iniciando seus cálculos com condições iniciais igual a zero em toda a área do modelo. Assim, para alcançar uma situação de equilíbrio hidrodinâmico e evitar distúrbios iniciais derivados de condições iniciais desconhecidas, é necessário considerar um período de “aquecimento” (SIEGLE et al., 2014).

Para cada experimento numérico foram simulados 21 dias, dos quais, os 7 primeiros dias, (período observado como superior ao tempo de estabilização do modelo), correspondem ao período de aquecimento e, portanto, foram descartados, totalizando 14 dias de resultados. O período escolhido foi, simbolicamente, do dia 13/09/17 ao dia 27/09/17, intervalo correspondente a um ciclo de maré completo com início na maré de quadratura.

O tempo de discretização temporal do cálculo de execução do modelo é definido pelo passo de tempo de integração utilizado. Seu tamanho ideal deve ser definido para equilibrar o tempo computacional, a precisão e a estabilidade do modelo (SIEGLE, 2003) e pode ser verificado através do número de *Courant* (CFL). O número de *Courant* expressa a relação entre a velocidade de propagação do fluxo, o passo de tempo e o tamanho das células da grade numérica (Equação 5), indicando o passo de tempo adequado para a simulação.

$$CFL = c \frac{\Delta t}{\{\Delta x, \Delta y\}} \quad (5)$$

Onde c é a celeridade e Δx , Δy , o espaçamento da grade. Para uma onda, a celeridade é: $c = \sqrt{gh}$. Onde g é a gravidade e h é a profundidade da água.

O passo de tempo utilizado para as simulações foi de 0,2 min (120 segundos), garantindo valores de CFL menores que 10 para todo domínio computacional, conforme recomendado por Deltares (2014).

Os coeficientes de rugosidade e viscosidade foram ajustados por meio de testes calibração e os melhores resultados foram obtidos com a configuração, utilizando viscosidade igual a $1 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ no domínio oceânico, $2 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ nos demais domínios, coeficiente de Manning igual a $0,004 \text{ m}^{1/2}.\text{s}^{-1}$ no domínio fluvial e $0,002 \text{ m}^{1/2}.\text{s}^{-1}$ nos domínios estuarinos e oceânico.

Para a implementação do modelo são necessários dados de entrada, estes que são usados para representar os limites do modelo através das configurações adotadas nas condições de contorno.

Os contornos podem ser fechados ou abertos. Contornos fechados representam o limite água-terra (e.g., naturais, barreiras físicas, linha de costa e batimetria) e possuem condição de impenetrabilidade e não-deslizamento (velocidade nula). Já os contornos abertos representam os limites água-água (laterais, u-, v-, e verticais, nível d'água), eles representam a influência da “área além da modelada” e são usados para restringir o

domínio do modelo através de forçantes (DELTARES, 2014). Sendo assim, os modelos numéricos necessitam de parâmetros que atuem como forçantes da circulação na superfície do mar e nos contornos laterais abertos (HARARI, 2015).

As condições de contorno foram implementadas ao longo das 3 bordas abertas do domínio oceânico e da borda aberta no domínio fluvial, como pode ser observado nas Figuras 6.3 e 6.4.

A vazão estimada para o rio Ribeira de Iguape, em Três Barras, foi utilizada como contorno no domínio fluvial (F1) e foi considerada constante ao longo de todo período de simulação.

A maré astronômica foi utilizada como forçante na borda paralela à costa. Os valores de amplitude e fase utilizados são apresentados na Tabela 6.3. Nas bordas perpendiculares à costa, foi implementada a condição de contorno de Neumann com gradiente igual a zero. Esse tipo de contorno é uma solução matemática que permite com que o modelo determine a solução correta de nível d'água nessas bordas.

Tabela 6.1 Amplitude e fase das componentes harmônicas

	M2	S2	O1	K2	M3	K1	N2	P1	Q1
Amplitude	0.36	0.22	0.11	0.07	0.07	0.06	0.06	0.03	0.03
Fase	181.0	184.5	125.7	174.3	12.6	190.4	250.0	196.6	98.7

Uma representação esquemática da borda de Neumann é apresentada na Figura 6.8. Em um modelo hidrodinâmico de uma área costeira com três contornos abertos, a inclinação do nível de água ao longo dos dois contornos perpendiculares à costa (representados pelas linhas A-A' e B-B') é ajustada para coincidir com a inclinação do nível d'água nos pontos (A e B) localizados nas extremidades da borda paralela à costa (A-B) (DELTARES, 2014), onde se tem os dados de amplitude e a fase das constantes harmônicas da maré.

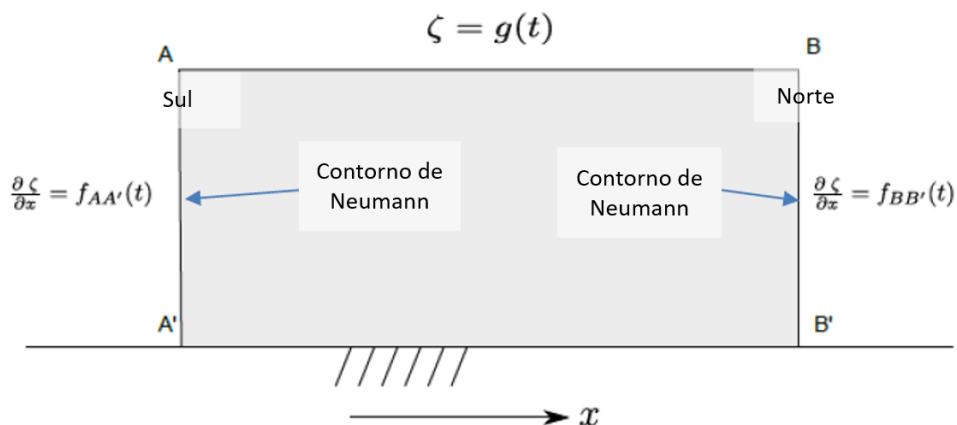


Figura 6.8. Representação esquemática da borda de Neumann. Modificado de Deltares (2010).

Para avaliar a hidrodinâmica local através de séries temporais, pontos de observação e seções transversais, foram distribuídos pelo sistema (Figura 6.9 e Figura 6.10). Os pontos de observação fornecem dados de nível d'água e de velocidade das correntes. As seções transversais são usadas para determinar e armazenar a taxa de fluxo em função do tempo (descarga instantânea), enquanto a soma dos fluxos é calculada sequencialmente no tempo (descarga acumulada). Os resultados foram extraídos do modelo a cada 10 minutos.

As seções transversais são definidas ao longo de uma das direções da grade e os sinais da descarga, calculada pelo modelo, representam a direção do fluxo. Portanto, são referenciados de acordo com a orientação da grade. Para as seções orientadas na vertical, os valores positivos representam o fluxo em direção à Iguape e os negativos, a Cananéia. Para as seções orientadas na horizontal, valores positivos representam descarga em direção ao estuário (enchente) e negativo em direção ao oceano (vazante).

Foram distribuídos 21 pontos e seções pelo sistema no cenário histórico e no cenário atual foram distribuídos 24 pontos e 23 seções. O nome e a localização dos pontos de observação estão apresentados na Tabela 6.3.

Tabela 6.3. Localização e profundidade dos pontos de observação. Os pontos do domínio E3 apresentam mesma localização e profundidade nos dois cenários

dom	nome	prof (m)	x	y	nome	prof (m)	x	y
F1	TB	6.9	239917.868	7268414.296	TB	7.9	239917.777	7268417.139
	VG	6.3	240584.195	7267991.471	VG	4.4	240565.279	7267781.744
	RI1	7.4	240558.400	7268444.012	RI1	7.0	240559.042	7268443.553
	RI2	10.3	242080.488	7269801.014	RI2	6.1	242082.598	7269797.988
	RI3	6.1	246773.043	7273030.706	RI3	4.4	246774.694	7273027.794
	RI4	5.2	253447.863	7272448.160	RI4	7.6	253449.284	7272441.557
E1	dRI	7.2	255643.087	7269763.870	dRI	5.5	258607.289	7271930.892
	BI	10.3	255230.786	7268952.888				
	dMP	9.5	254798.675	7269280.995	dMP	5.4	251797.451	7266702.940
E2	MP2	4.5	246951.955	7265989.397	MP2	3.5	246954.943	7266000.532
	MP3.1	4.8	241200.789	7263826.673	MP3	5.2	241287.416	7263577.648
	MP3	5.7	241480.609	7263206.365				
	MP3.2	2.7	240887.539	7263644.667				
	MP4	4.8	234282.056	7259049.615	MP4	6.6	234290.725	7259062.539
	MP5	8.9	231126.653	7256474.281	MP5	4.6	231158.911	7256426.389
	MP6	5.9	226621.057	7252135.216	MP6	9.1	226504.886	7252281.072
	MP7	9.2	223523.228	7250565.253	MP7	8.3	223532.206	7250569.726
E3	MP9	6.8	216930.743	7244490.015				
	mCanN	7.1	216369.859	7242369.094				
	mCanS	8.2	205520.033	7228407.019				
	mCubN	4.6	212832.383	7243863.913				
	mCubS	8.5	199895.985	7229880.968				
	BT	12.4	196092.415	7224333.008				
	dCan	18.4	207501.385	7225759.129				

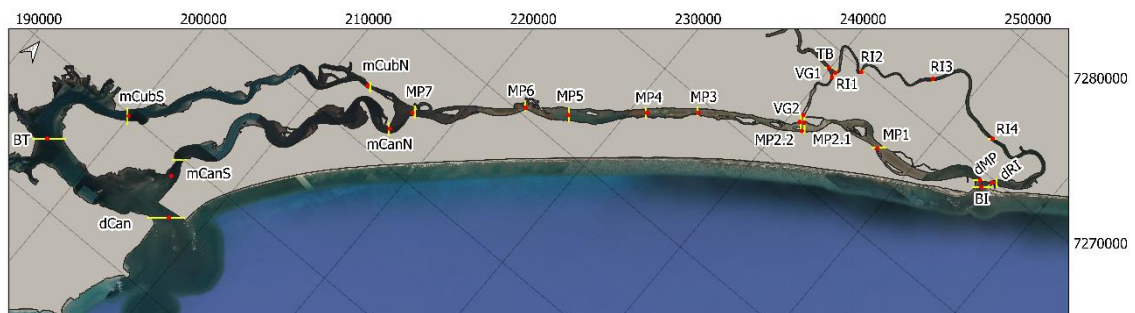


Figura 6.1. Localização dos pontos de observação e seções transversais de onde foram extraídos os dados do cenário atual

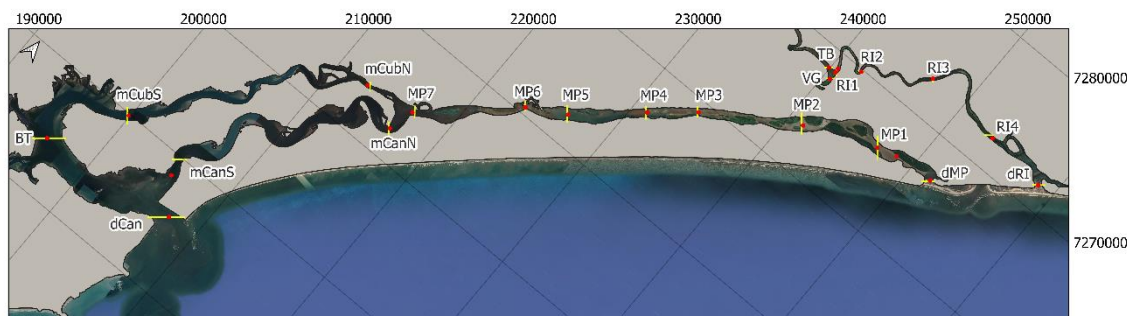


Figura 6.2. Localização dos pontos de observação e seções transversais de onde foram extraídos os dados do cenário histórico

A nomenclatura utilizada por Tessler (1982) foi empregada para a análise dos resultados do Mar Pequeno. O autor divide o canal em duas regiões: a região entre a Barra de Icapara e a Pedra do Tombo, chamada de Mar de Iguape, e a região que se estende da confluência NE dos mares de Cananéia e de Cubatão até a Pedra do Tombo, a qual recebe o nome de Mar Pequeno.

A direção dos fluxos de enchente e de vazante são opostas nessas duas regiões. Portanto, para todo o canal do Mar Pequeno, optou-se por chamar a descarga em direção a Iguape (positiva) de descarga de fluxo e a descarga em direção a Cananéia (negativa) de refluxo.

6.2.2. Calibração

A calibração consiste nos ajustes dos parâmetros físicos que serão utilizados no modelo (tais como coeficientes de viscosidade e rugosidade, fricção do vento, etc.), a fim de obter resultados mais próximos possíveis da realidade. Logo, escolher os melhores valores para esses parâmetros é de grande importância para melhorar a qualidade dos resultados das simulações.

Os ajustes dos coeficientes de viscosidade e rugosidade foram feitos a partir de testes de sensibilidade. Partindo das configurações padrões do modelo, cada parâmetro foi ajustado separadamente, isto é, um dos coeficientes foi mantido com valor fixo e os diferentes valores foram testados para o outro. Assim, a resposta do modelo frente a variação de cada deles foi avaliada. Diversas combinações foram testadas até estabilizar o modelo e eliminar possíveis fontes de ruídos.

O efeito das mudanças dos valores desses parâmetros pode ser verificado através da comparação dos resultados de níveis de água e de velocidades das correntes modeladas

com dados medidos em campo. A comparação entre séries temporais de curto período dos resultados modelados e dos dados medidos, permite uma avaliação qualitativa dos resultados e o cálculo de parâmetros estatísticos entre esses dados permite uma avaliação quantitativa (AMBROSIO, 2016).

Para essa etapa, foram feitas simulações de 11 dias, referentes ao período correspondente aos dados de campo, de 08 a 19 de julho de 2014. A descarga fluvial utilizada como contorno foi de 315 m³.s⁻¹, que corresponde à média estimada para o mês de julho de 2014.

Os resultados foram avaliados através de parâmetros estatísticos, tais como o Erro Absoluto Médio Relativo (RMAE) e o parâmetro Skill, que fornecem informações sobre a semelhança (similaridade) entre os dados medidos e modelados.

O RMAE é um erro baseado nos valores absolutos médios dos dados modelados e medidos. Ele foi calculado de acordo com a Equação (6) e classificado segundo a Tabela 6.4, como proposto em Van Rijn et al. (2003):

$$RMAE = \frac{\langle |X_{mod} - X_{obs}| - E \rangle}{\langle |X_{obs}| \rangle} \quad (6)$$

Onde: $\langle \dots \rangle$ = média|...| = absoluto, Xmod = resultantes da modelagem, Xobs = medidos *in situ*, E = erro do equipamento utilizado nas medições, determinado pelo fabricante.

Nos cálculos do RMAE, para as comparações dos dados de elevação da superfície, o erro E foi considerado igual a zero, já que a medição de pressão pelo equipamento não apresenta erro significativo. Já nas comparações entre os dados de velocidade das correntes modelados e medidos, o erro E dos equipamentos utilizados é de 0,005 m.s⁻¹.

Tabela 6.4. Qualificação atribuída aos intervalos de RMAE, baseada em Van Rijn et al. (2003)

Classificação	RMAE
Excelente	< 0,1
Bom	0,1 – 0,3
Razoável	0,3 – 0,5
Pobre	0,5 – 0,7
Ruim	> 0,7

O parâmetro Skill foi calculado através da Equação (7) e classificado a partir da Tabela 6.5, como definido por Allen, Somerfield e Gilbert (2007):

$$Skill = 1 - \frac{\sum |X_{mod} - X_{obs}|^2}{\sum (|X_{mod} - \langle X_{obs} \rangle| + |X_{obs} - \langle X_{obs} \rangle|)^2} \quad (7)$$

Onde: $\langle \dots \rangle$ = média, $|\dots|$ = valor absoluto, X_{mod} = valores resultantes da modelagem e X_{obs} = valores medidos *in situ*.

O parâmetro Skill varia no intervalo entre zero e um, indicando total discordância ou semelhança, respectivamente, entre os resultados da modelagem e os dados medidos.

Tabela 6.5 Qualificação atribuída aos intervalos do parâmetro Skill, baseada em Allen, Somerfield e Gilbert (2007).

Classificação	Skill
Excelente	> 0,65
Muito bom	0,65 – 0,5
Bom	0,5 – 0,2
Pobre	< 0,2

É importante destacar que somente o modelo correspondente ao cenário atual (situação batimétrica mais recente) foi calibrado. Por se tratar de uma situação hipotética e sem dados medidos para o correspondente período representado, a calibração do cenário histórico se torna inviável. Portanto, optou-se por avaliar a eficiência do modelo para o cenário atual e utilizar o mesmo ajuste dos coeficientes de rugosidade e viscosidade para as simulações realizadas para o cenário histórico, assumindo que as condições de resistência do fundo e viscosidade turbulenta sejam semelhantes.

6.2.3. Experimentos numéricos

A partir do modelo hidrodinâmico calibrado para a situação morfológica atual e considerando condições semelhantes às encontradas no ambiente natural, os experimentos numéricos foram projetados para avaliar os efeitos da abertura de canal do Valo Grande nos processos estuarinos e na hidrodinâmica das desembocaduras de Icapara e Ribeira de Iguape.

Para analisar a hidrodinâmica do sistema e avaliar os efeitos individuais das combinações de variáveis (forçantes) no cenário atual, as configurações dos cenários

incluem a condição de descarga fluvial média interanual, os efeitos das variações sazonais do regime de descarga fluvial (baixa e alta vazão) durante um período de 14 dias (com início em condições da maré baixa, quadratura) e a alteração gradativa para a condição da maré alta (sizígia), a fim de avaliar a influência da altura de maré.

Foram considerados como descarga baixa e alta, a média dos valores mínimos e máximos mensais do trimestre com menor e maior vazão, estes que foram, respectivamente, $280 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e $1300 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, sendo a média interanual foi de $510 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

7. RESULTADOS E DISCUSSÃO

7.1. ESTIMATIVA DA DESCARGA FLUVIAL

Os valores de descarga fluvial mensal média estimada em Três Barras a partir do método descrito por Pisseta (2006, 2010) estão apresentados na Figura 7.1. Maiores valores de descarga foram verificados durante o verão, no trimestre de janeiro, fevereiro e março, com máxima descarga no mês de fevereiro ($728,2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) e os menores valores de vazão foram observados durante o inverno, no trimestre de julho, agosto e setembro trimestre, com descarga mínima no mês de agosto ($350,6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$).

A descarga média anual é de $512,5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e a transição entre os períodos de maior e menor vazão ocorre gradualmente. Esses resultados mostram que o regime fluvial acompanha de perto o regime de precipitação descrito por Silva (1989). Segundo o autor, a precipitação total anual se distribui bem durante o ano inteiro na região, maiores valores ocorrem durante o verão (entre dezembro e abril) e menores valores no inverno (entre maio a novembro), com transição gradual entre os dois períodos (SILVA, 1989).

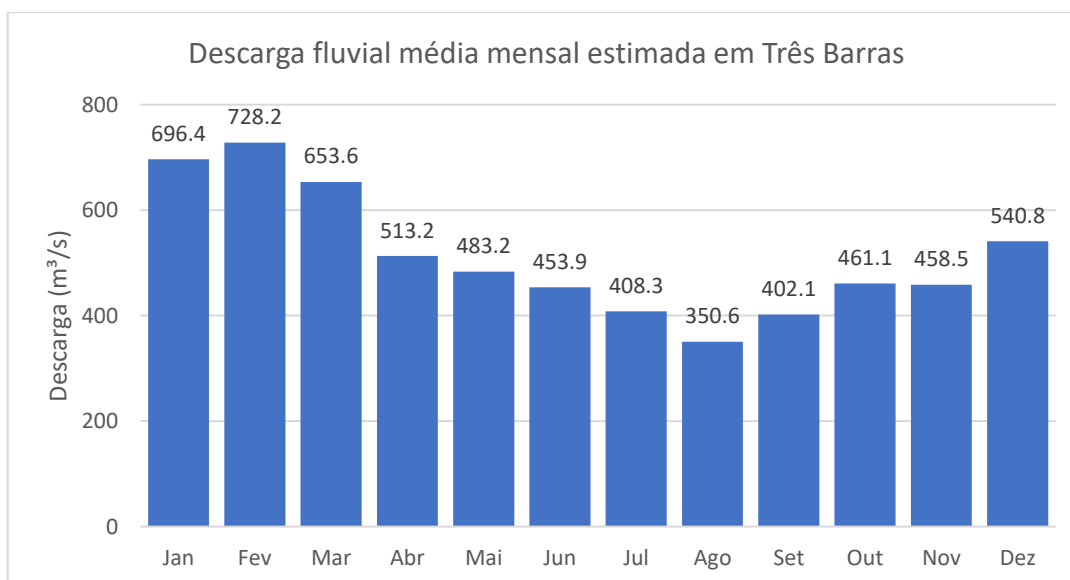


Figura 7.1 Descarga fluvial média mensal estimada em Três Barras

7.2. DIFERENÇAS MORFOLÓGICAS ENTRE OS CENÁRIOS

A orientação da linha de costa utilizadas para representar a configuração da região das desembocaduras do Icapara e do rio Ribeira de Iguape antes da abertura do Valo Grande e a atual estão apresentadas na Figura 7.2. As desembocaduras, que atualmente se encontram parcialmente conectadas, localizavam-se a cerca de 7,8km de distância. O crescimento do pontal arenoso da Ilha Comprida foi cerca de 4km, resultando em um deslocamento da desembocadura de Icapara de aproximadamente 3,5 km para NE e o crescimento do pontal arenoso da praia da Juréia foi em torno de 4,2 km, resultando em um deslocamento da desembocadura do Rio Ribeira de Iguape de cerca de 3,6 km para SW.

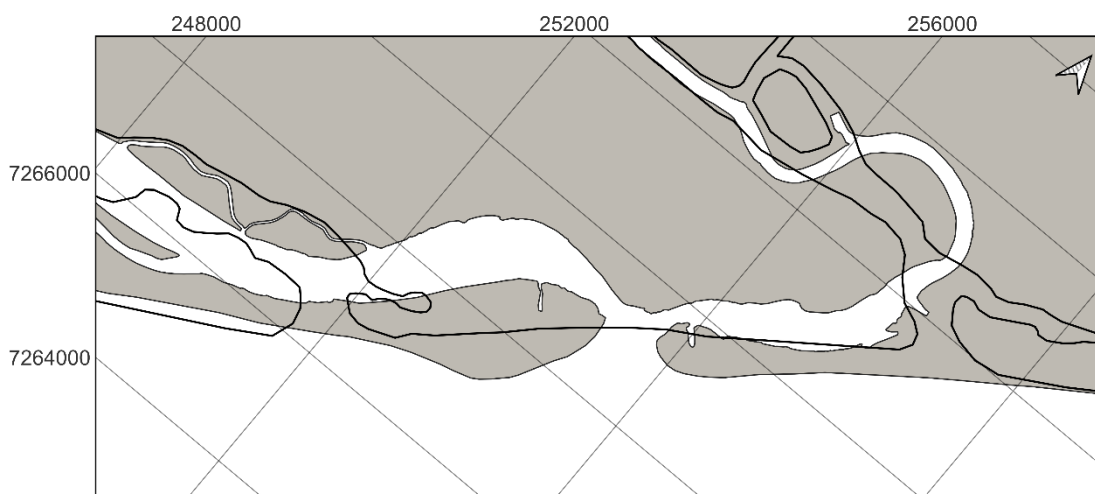


Figura 7.2 Morfologia das desembocaduras da Barra do Icapara e do rio Ribeira de Iguape no cenário atual e histórico

As diferenças entre a profundidade no Mar Pequeno no cenário atual e histórico estão apresentadas na Figura 7.3. Observa-se que, de maneira geral, houve um assoreamento da porção mais interna do Mar Pequeno, sobretudo nas adjacências da Pedra do Tombo. Ao lado da margem interna da desembocadura do Valo Grande, nota-se o acúmulo de sedimento e estreitamento do canal do Mar Pequeno. Por sua vez, ao lado da margem externa, verifica-se a formação de um banco de areia e um crescimento transversal na porção norte da Ilha Comprida nas proximidades do Valo Grande, com correspondente estreitamento e aprofundamento do Mar Pequeno nesse trecho. Entre a desembocadura do canal artificial e a Barra do Icapara, note-se maiores profundidades no cenário atual.



Figura 7.3 Erosão (em azul) e assoreamento (em vermelho) do canal do Mar Pequeno

Na Figura 7.4 estão apresentadas comparativamente a morfologia das seções transversais dos dois cenários distribuídas pelo Mar Pequeno e na Tabela 7.1 encontram-se as áreas calculadas para essas seções.

Como esperado, as áreas das seções distribuídas pelo Mar Pequeno são menores no cenário atual. Comparando as seções da desembocadura de Icapara (dMP), apesar da seção da desembocadura ser mais estreita no cenário atual, houve um aprofundamento do canal principal, resultando em uma redução de área de apenas 4%. Maiores diferenças são observadas nas seções MP2 e MP5. A seção MP2 do cenário atual é cerca de 130 m mais estreita comparada a do cenário histórico, e a seção MP5 foi a que sofreu maior redução de profundidade. A configuração da seção MP7 é relativamente próxima nos dois cenários, e a seção MP6 foi a única seção no interior do Mar Pequeno que um pequeno aumento de profundidade foi verificado.

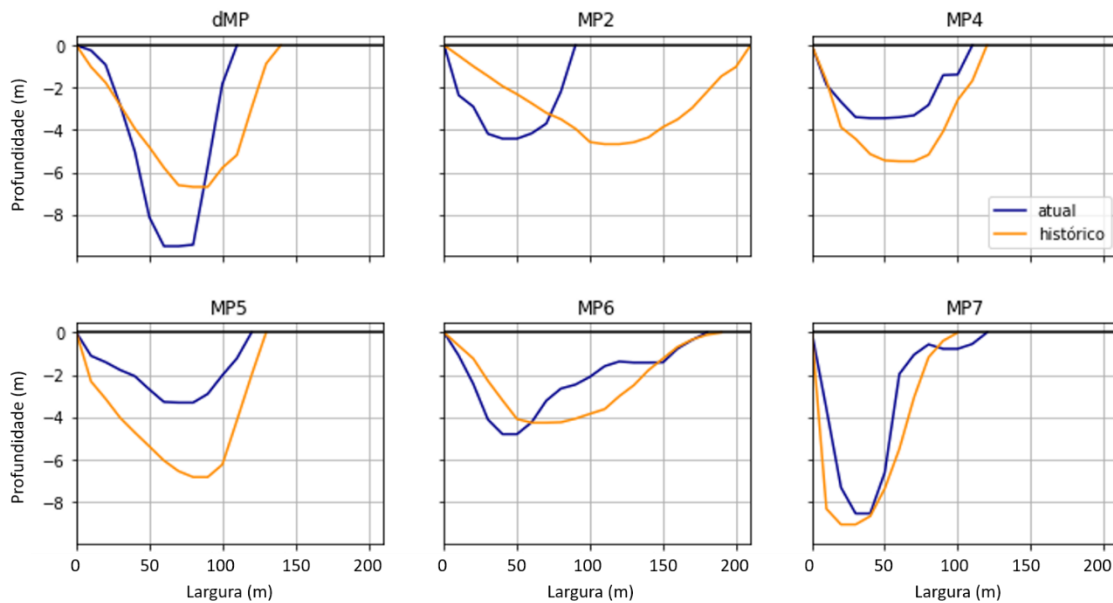


Figura 7.4 Morfologia das seções transversais distribuídas pelo Mar Pequeno no cenário atual e histórico

O Mar Pequeno possui área superficial de 35,8 km² no cenário histórico. Em função da localização atual da desembocadura, deslocada cerca de 3,8 km em direção NE em relação ao cenário histórico, resultado da erosão da Praia do Leste e crescimento do pontal arenoso da Ilha Comprida, a área superficial calculada do Mar Pequeno, desconsiderando a área ocupada pelos bancos de areia, é de 36,5 km². Os bancos de areia ocupam uma área de 4,5 km², reduzindo a área de circulação para 32 km².

Tabela 7.1. Área (m²) calculada das seções transversais no cenário atual e histórico

	histórico	atual	at/hist
dMP	-3306.7	-3189.4	0.96
MP2	-3506.6	-1710.0	0.49
MP4	-2705.2	-1635.3	0.60
MP5	-3505.2	-1512.8	0.43
MP6	-2722.2	-2419.5	0.89
MP7	-3197.8	-2436.4	0.76

7.3. DADOS HIDRODINÂMICOS

A Figura 7.5 mostra a variação de nível da água obtida pelo ADP através da medição de pressão pelo equipamento. Essa variação é decorrente de efeitos astronômicos e meteorológicos. O sinal da maré astronômica é bastante evidente, sendo possível identificar as condições de sizígia e de quadratura.

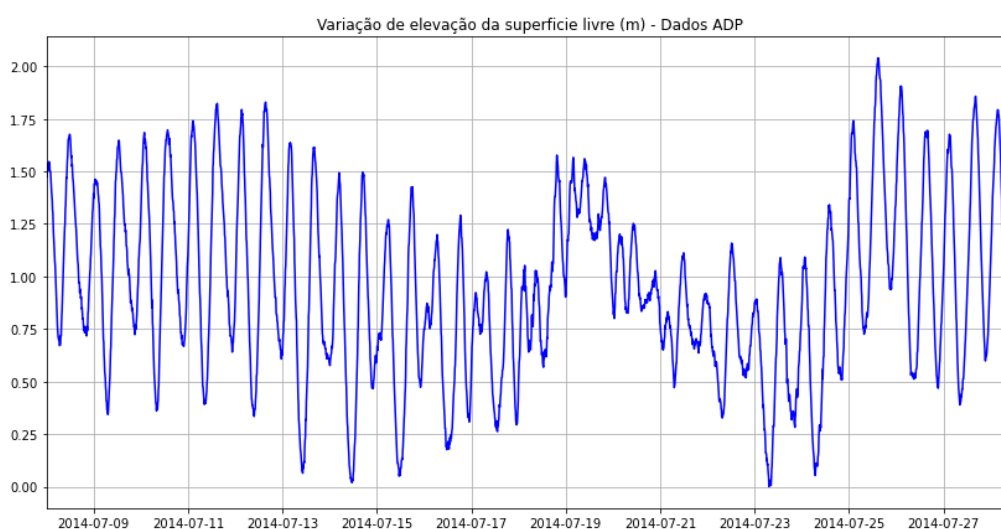


Figura 7.5. Variação da elevação da superfície medida pelo ADP

Observa-se também a partir dessa figura que, por volta do dia 19 de julho, as variações do nível são mais irregulares em relação as alterações ocasionadas pela maré astronômica podendo indicar o fenômeno de maré meteorológica, resultante possivelmente da passagem de uma frente fria.

As médias das componentes da velocidade em toda a coluna d'água (Figura 7.6), mostram que a componente longitudinal ao canal (componente v) é a que apresenta maiores velocidades, atingindo maiores valores de vazante, de aproximadamente $0,7 \text{ m.s}^{-1}$, enquanto a velocidade máxima de enchente é cerca de $0,3 \text{ m.s}^{-1}$.

Em relação aos movimentos transversais ao canal (componente u), predominam as velocidades em direção a leste, isto é, em direção à Ilha Comprida, atingindo valores máximos de $0,5 \text{ m.s}^{-1}$.

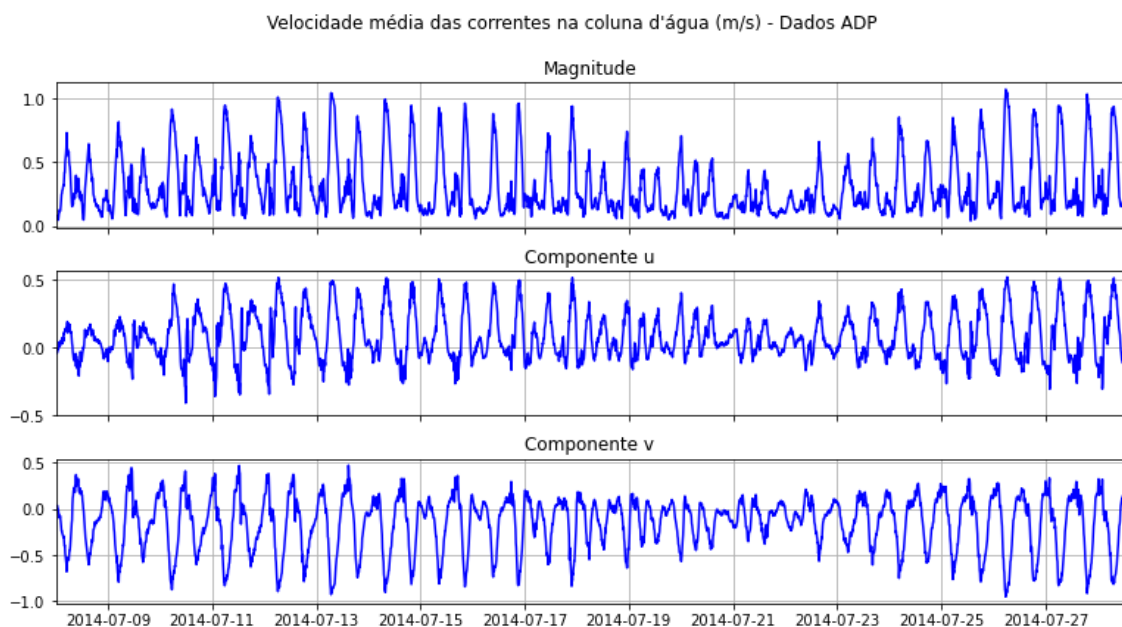


Figura 7.6. Intensidade média da velocidade resultante e componentes u e v na coluna d'água observadas no ADP

7.4. CALIBRAÇÃO

Uma série de testes de sensibilidade foram realizadas com diferentes configurações para os parâmetros de rugosidade e viscosidade.

A configuração que apresentou resultados de simulação mais próximos com os valores medidos em campo, foi alcançada utilizando coeficiente de Manning igual a $0,02 \text{ m}^{1/2}.\text{s}^{-1}$ nos domínios estuarino e oceânico e $0,04 \text{ m}^{1/2}.\text{s}^{-1}$ nos domínios fluviais, e viscosidade igual a $1 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ no domínio oceânico e $2 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ nos demais domínios.

A Figura 7.7 ilustra comparativamente as séries temporais da variação da elevação da superfície, intensidade das correntes e velocidade das componentes horizontais (u e v) dos dados medidos em campo filtrados e os resultados do modelo durante um período de 11 dias.

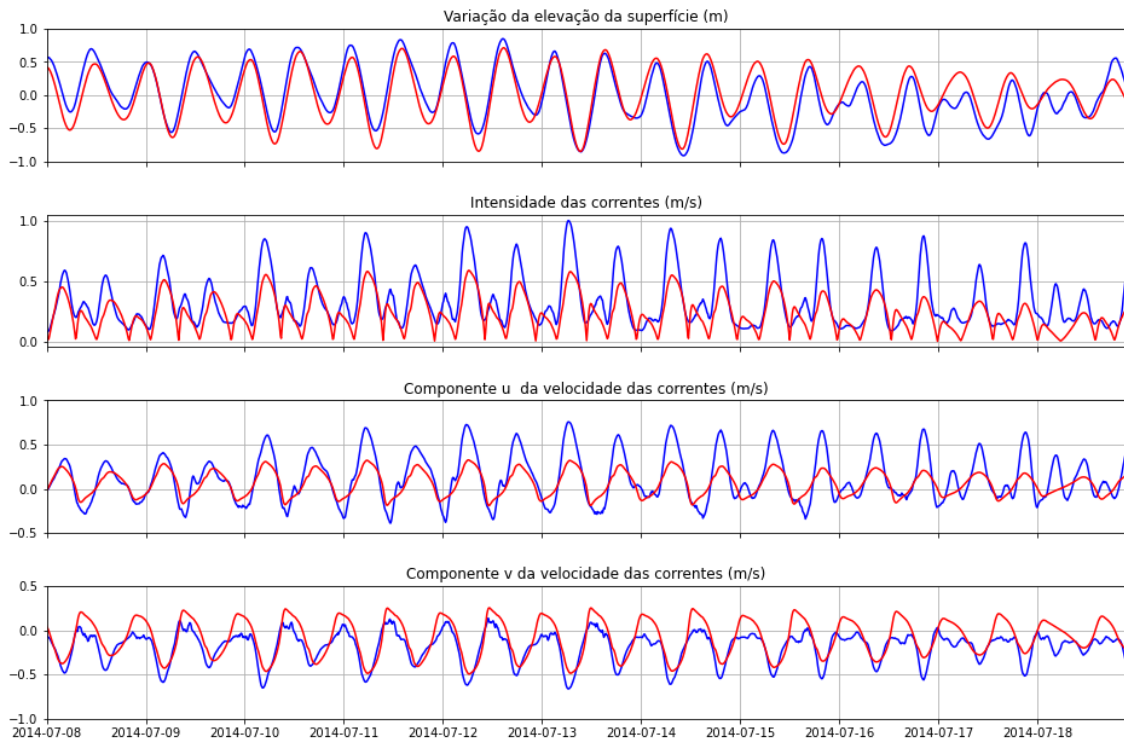


Figura 7.7 - Resultados da calibração do modelo

Nota-se através da Figura 7.7 que o modelo representa bem as variações do nível da água em função da propagação da onda de maré, principalmente em condição de maior amplitude de maré. O padrão hidrodinâmico também foi reproduzido adequadamente pelo modelo em termos de frequência. No entanto, os resultados do modelo extrapolam os máximos de enchente da componente u e minimizam os máximos da componente v, para as duas componentes de velocidade. Os máximos de vazante foram melhor representados, com os máximos modelados um pouco menores comparados aos medidos. Essas diferenças resultam na menor magnitude observada no modelo.

A comparação estatística obtida encontra-se sumarizada na Tabela 7.2. O modelo apresentou um excelente parâmetro de Skill, tanto para a variação do nível d'água quanto em relação à velocidade das correntes, indicando alta similaridade entre os resultados medidos e modelados.

Para as séries temporais de magnitude e componente v, o valor de RMAE obtido é classificado como razoável e para a componentes u e elevação, ele pode ser classificado como

pobre. O RMAE mede a distância entre os picos dos dados medidos e modelados, e por isso a sua classificação não foi tão satisfatória, porém, devido ao alto Skill essa classificação não compromete os resultados das simulações.

Tabela 7.2. Resultados dos parâmetros estatísticos

	Skill	RMAE
Elevação da superfície	0.92	0.52
Intensidade das correntes	0.78	0.40
Velocidade componente u	0.81	0.58
Velocidade componente v	0.94	0.43

7.5. MODELAGEM NUMÉRICA

7.5.1. Caracterização do padrão de circulação

O padrão de circulação do sistema, no cenário de descarga fluvial média, será apresentado nessa seção através de mapas de velocidade das correntes integradas na vertical, em instantes representativos de máximas velocidades de maré enchente e vazante, nas condições de maré de quadratura e de sizígia. Para melhor visualização dos resultados, os mapas da circulação em todo o SELCI estão apresentados em magnitude. Os campos de correntes estão representados apenas para as regiões de maior interesse destacadas.

7.5.1.1. Cenário histórico

Nos instantes de maré enchente (Figuras 7.8 e 7.10), à medida que a maré se aproxima das desembocaduras do sistema, há um aumento da velocidade das correntes. As correntes entram no estuário com velocidade de cerca de $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ na desembocadura do Mar Pequeno e de $0,25 \text{ m.s}^{-1}$ na desembocadura de Cananéia durante a maré de quadratura. Na sizígia esses valores aumentam para, respectivamente, $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,95 \text{ m.s}^{-1}$.

A maré que entra no sistema pela desembocadura do Mar Pequeno se propaga para sul. Ao entrar no estuário, a velocidade das correntes aumenta, devido a restrição de fluxo imposta pela desembocadura e a morfologia do canal, atingindo cerca de $0,7 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e 1 m.s^{-1} na sizígia. Ao se propagar estuário adentro, a intensidade das correntes diminui progressivamente até se encontrar com a maré que entrou no sistema pela desembocadura de Cananéia. No local de encontro das duas marés, a velocidade das correntes se aproxima de zero.

As correntes de enchente que entram pelo sul do estuário, se dividem em dois ramos, parte se propaga pela Baía do Trapandé e a outra parcela se propaga pela Mar de Cananéia.

A velocidade média das correntes que se propagam pela Baía do Trapandé é cerca de $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ na sizígia, o fluxo perde intensidade em direção ao Mar de Cubatão e ao entrar no Mar de Cubatão, a velocidade das correntes aumenta para cerca de $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e para $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ na sizígia, ao contornar a ilha de Cananéia, próximo as confluência com o Mar de Cananéia, observa-se uma redução na velocidade das correntes.

Correntes mais intensas são observadas no Mar de Cananéia, durante a maré de quadratura, a velocidade média na porção mais ao sul é de $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ e reduz para cerca de $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ ao se propagar para o norte. Maiores diferenças são verificadas durante a maré de sizígia, onde o fluxo médio na porção sul do Mar de Cananéia é de $0,8 \text{ m.s}^{-1}$, atingindo valores maiores que 1 m.s^{-1} nos trechos mais profundos do canal, a intensidade das correntes diminui progressivamente para cerca de $0,6 \text{ m.s}^{-1}$ e próximo da ponta do Frade chega a $0,4 \text{ m.s}^{-1}$. Ao contornar a ponta do Frade, as correntes atingem novamente cerca de $0,6 \text{ m.s}^{-1}$.

Após contornar a ilha de Cananéia, os dois ramos se encontram e a velocidade das correntes e ao se propagarem para o Mar Pequeno, atingem maiores velocidade, de cerca de $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e $0,7 \text{ m.s}^{-1}$ durante a maré de sizígia.

Na maré de quadratura, observa-se que o fenômeno do tombo é bem marcado e ocorre nas proximidades da seção MP5, com maiores velocidades na região do Mar de Iguape comparada ao Mar Pequeno. Com o aumento da altura de maré na sizígia, a região com correntes de baixa intensidade é reduzida em relação a quadratura e a velocidade das correntes no Mar Pequeno e no Mar de Iguape possuem valores mais próximos e conseqüentemente, o encontro das águas é deslocado para NE (ocorre próximo da seção MP4), visto que o início do processo de enchente no sul do sistema ocorre com uma pequena antecedência comparado ao norte do sistema.

No instante de maré vazante de quadratura (Figura 7.9), partindo da região entre as seções MP4 e MP5 do Mar Pequeno, onde correntes com menores intensidades e com sentidos opostos são verificadas, a velocidade aumenta progressivamente em direção às extremidades do canal. No instante de sizígia (Figura 7.11), observa-se que o início do processo da vazante é deslocado para NE e ocorre bem próximo da seção MP5.

Assim como na maré enchente, a região mais interna do Mar de Iguape apresenta correntes mais intensas em relação a região do Mar Pequeno na quadratura e durante a sizígia, apresentam valores mais próximos.

As correntes que se propagam rumo a Iguape atingem velocidade máxima na região interna, antes da desembocadura, e com o aumento da área desse trecho, as velocidades são reduzidas. De maneira que, as correntes na desembocadura do Mar Pequeno saem do sistema com velocidade de cerca de $0,35 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e $0,85 \text{ m.s}^{-1}$ na sizígia.

As correntes de vazante rumo a Cananéia chegam nas confluências do Mar de Cananéia e Mar de Cubatão com velocidade de cerca de $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ durante a maré de quadratura e na maré de sizígia, a velocidade aumenta para cerca de $0,7 \text{ m.s}^{-1}$.

As correntes entram pelo Mar de Cubatão com intensidade de cerca de $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ no canal principal e aumenta mais ao sul, onde atinge velocidade em torno de $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ até chegar na Baía de Trapandé, no qual reduz novamente para cerca de $0,1 \text{ m.s}^{-1}$.

No Mar de Cananéia, as correntes entram com velocidade de $0,25 \text{ m.s}^{-1}$, diminuindo para cerca de $0,15 \text{ m.s}^{-1}$ e assim como no mar de Cubatão também aumenta em direção ao sul, fica em torno de $0,25 \text{ m.s}^{-1}$, chegando a $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ nas regiões mais estreitas e com maiores profundidades. Próximo a desembocadura de Cananéia, a velocidade chega a $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ e na desembocadura reduz para cerca de $0,2 \text{ m.s}^{-1}$. As correntes saem do sistema com velocidade ainda nessa magnitude se propagam até uma certa distância da costa, depois voltam a reduzir.

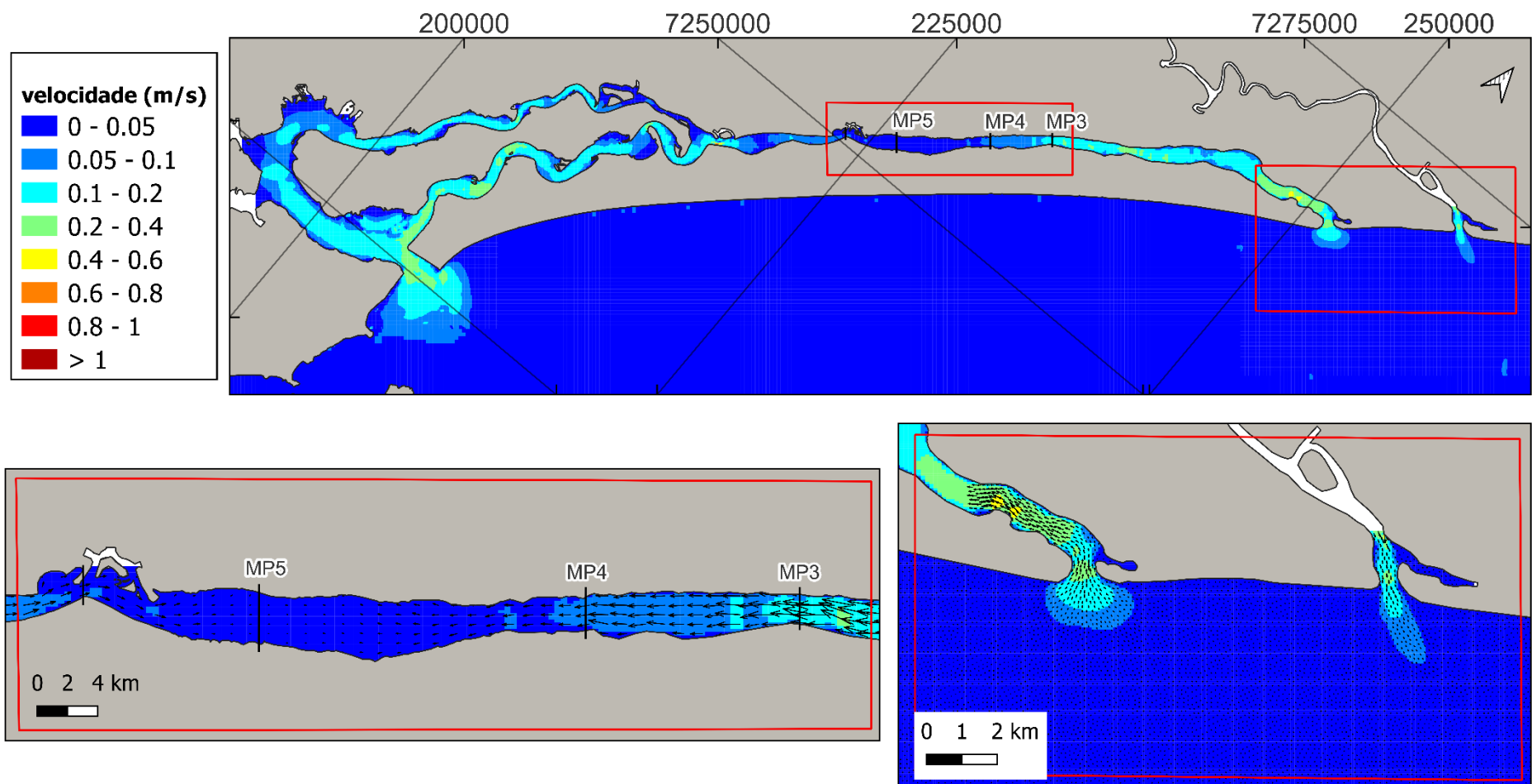


Figura 7.8 Velocidade máxima das correntes em um instante de maré enchente em condição de quadratura (cenário histórico)

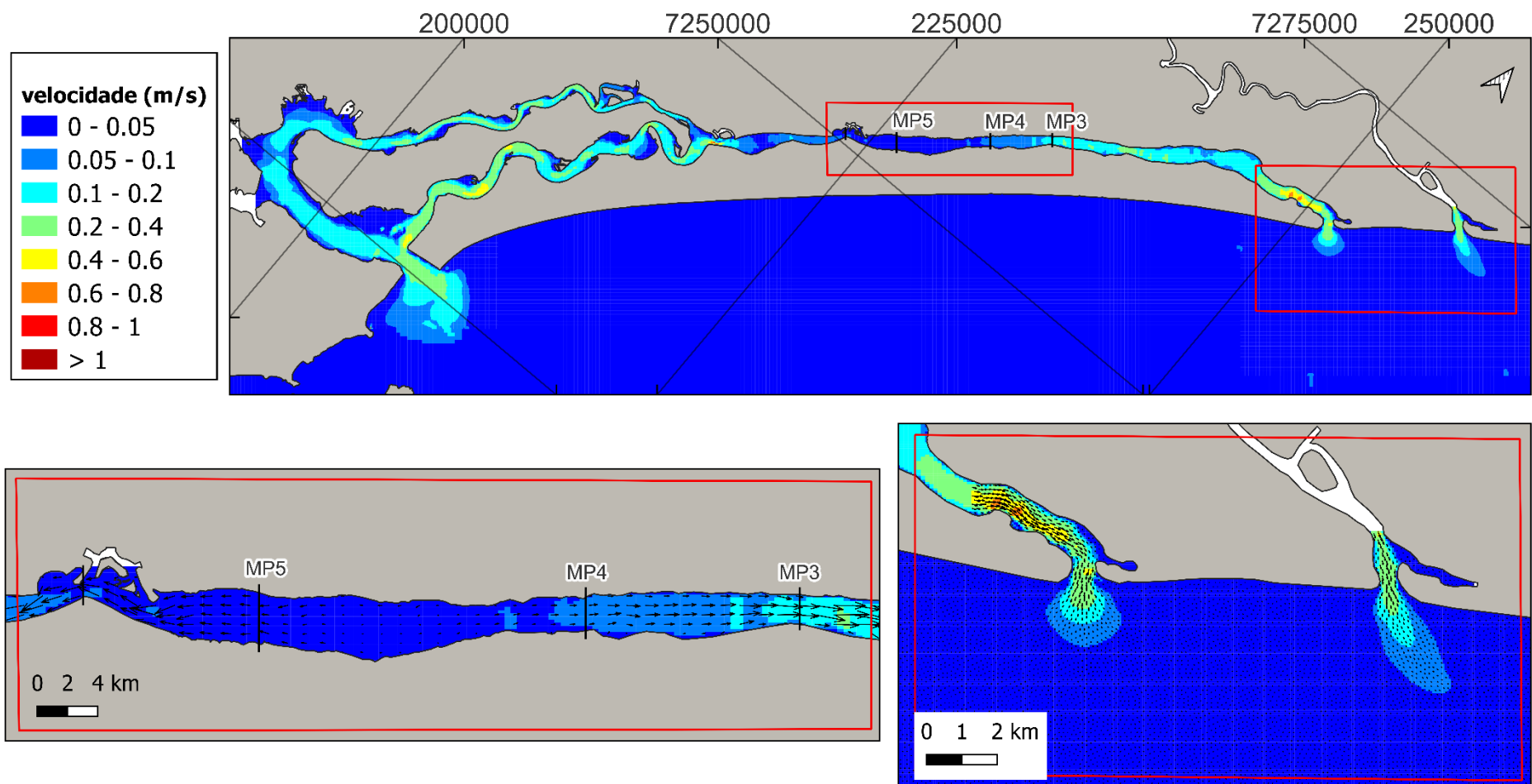


Figura 7.9 Velocidade máxima das correntes em um instante de maré vazante em condição de quadratura (cenário histórico)

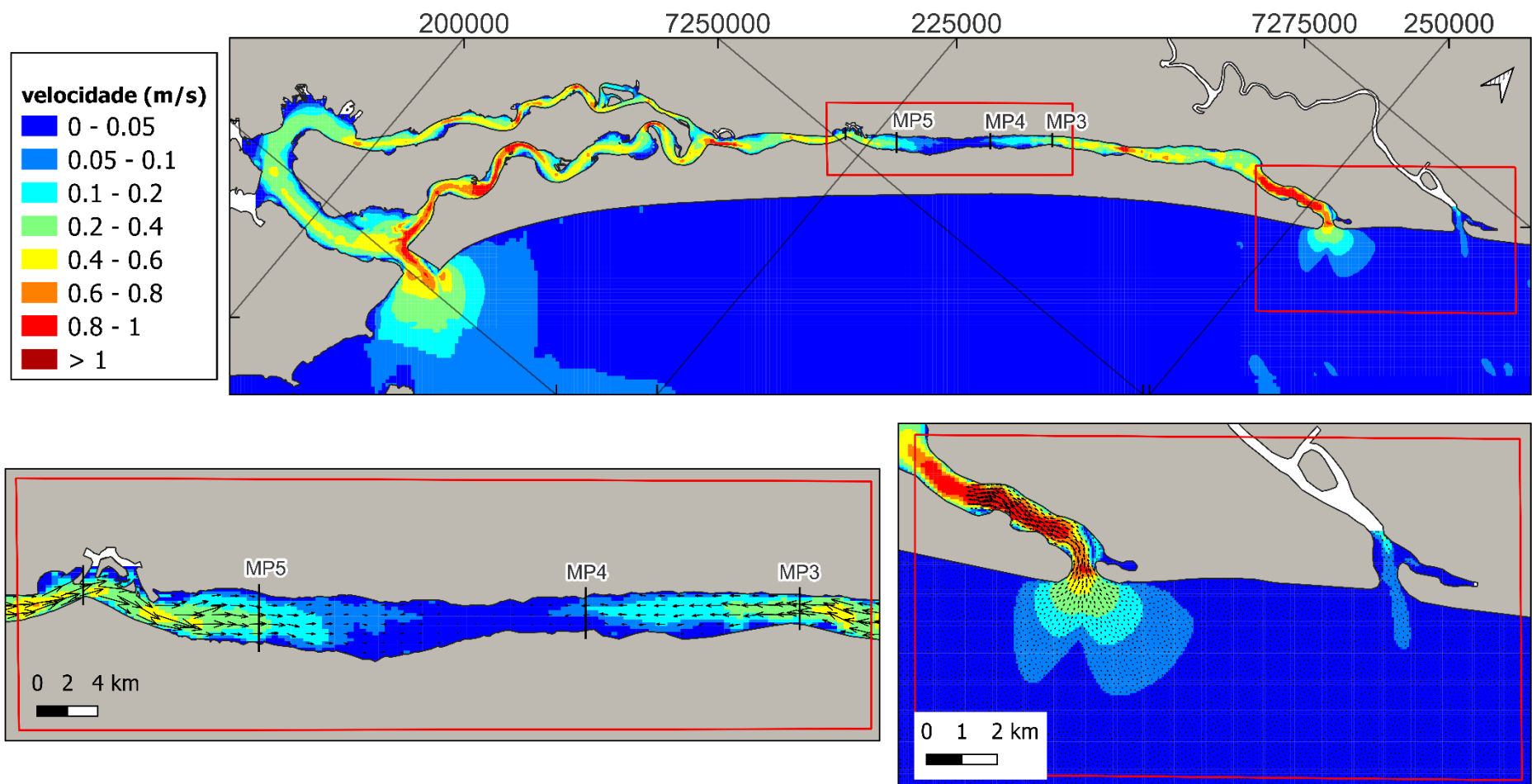


Figura 7.10 Velocidade máxima das correntes em um instante de maré enchente em condição de sizígia (cenário histórico)

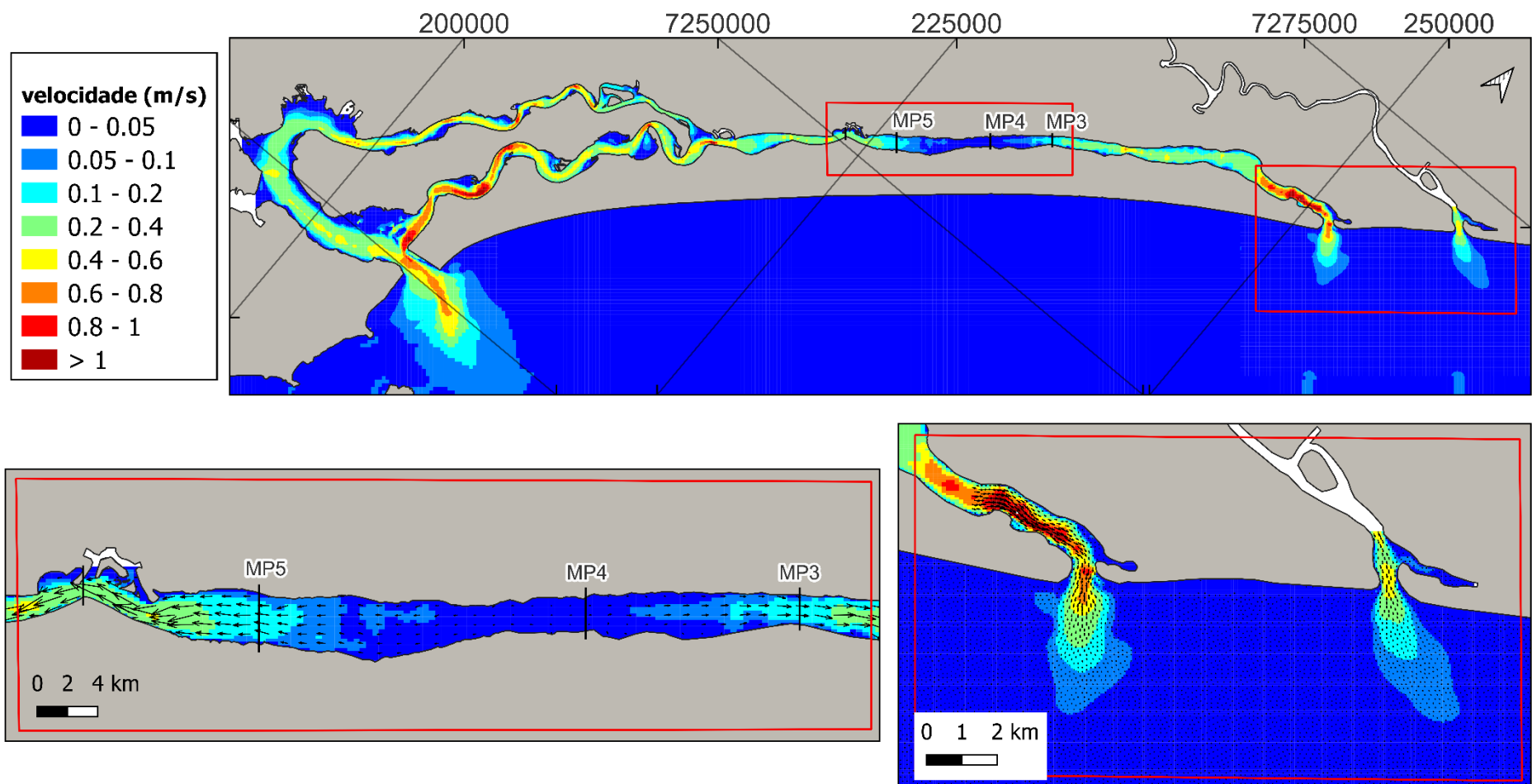


Figura 7.11 Velocidade máxima das correntes em um instante de maré vazante em condição de sizígia (cenário histórico)

7.5.1.2. Cenário atual

Nos instantes de maré enchente (Figura 7.12 e 7.14), as correntes de maré se aproximam da desembocadura com baixa velocidade, o confinamento na desembocadura aumenta o nível d'água e conseqüentemente, a velocidade das correntes.

As correntes que entram no sistema pela Barra de Cananéia se dividem em dois ramos, e parte se propaga pela Baía do Trapandé, com menor intensidade, e a outra parcela, com maior intensidade, se propaga pelo Mar de Cananéia. Após contornar a ilha de Cananéia, os fluxos se encontram e se propagam em direção ao Mar Pequeno. Ao se propagar pelo interior do Mar Pequeno as correntes perdem intensidade.

No interior do estuário, próximo a desembocadura do Mar Pequeno, a velocidade das correntes aumenta em função da geometria (batimetria e configuração da linha de costa) do estuário. Em seguida, entre a desembocadura estuarina e a do Valo Grande, há uma redução da velocidade das correntes. O Valo Grande é responsável por essa diferença de intensidade, uma vez que, além de introduzir mais água no sistema, o fluxo de vazante do Valo Grande dificulta a entrada de maré no interior do sistema. Portanto, reduz a velocidade das correntes na região à esquerda da sua desembocadura.

De modo que, a descarga fluvial tem sentido preferencial em direção a Cananéia durante a maré enchente, e com isso, reduz a velocidade de enchente que entram no sistema pela desembocadura de Cananéia na região do Mar Pequeno. Durante a maré de quadratura, observa-se a ocorrência de uma região de correntes com baixa intensidade entre a desembocadura do canal e do estuário.

As correntes perdem intensidade no interior do Mar Pequeno. O encontro das águas que entraram através das duas desembocaduras pode ser visto entre as seções MP5 e MP6. Na sizígia, fenômeno do tombo é revestido de menor significado e o encontro das marés que entraram pelo norte e pelo sul do sistema é deslocado para NE, em relação à quadratura, e ocorre entre as seções MP4 e MP5 e a região com correntes com intensidade menor do que $0,05 \text{ m.s}^{-1}$ é reduzida. A diferença de velocidade no Mar Pequeno e no Mar de Iguape é menor na sizígia.

Durante a maré vazante, partindo do interior do Mar Pequeno, entre as seções MP3 e MP4, a velocidade das correntes aumentam progressivamente em direção as extremidades do Mar Pequeno. O mesmo comportamento é verificado na maré de sizígia, porém, com maior intensidade das correntes e com o favorecimento das correntes que se propagam em direção a Cananéia comparadas as correntes que se propagam em direção a Iguape (até desembocadura

do Valo Grande).

Em direção à Cananéia, as correntes atingem maiores valores comparados à maré enchente, de cerca de $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ na extremidade do Mar Pequeno e o fluxo se divide, parte se propaga pelo Mar de Cubatão e a outra parcela do fluxo, com maiores velocidades, pelo Mar de Cananéia. As correntes se encontram na Barra de Cananéia, onde atingem velocidade de cerca de $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ no canal marginal da desembocadura, próximo à Ilha Comprida e vão perdendo intensidade conforme se distanciam dela.

Em direção a Iguape, a maré vazante é favorecida pela descarga do Valo Grande. A velocidade aumenta sentido desembocadura e atinge valores bem maiores comparados aos de enchente. A partir da desembocadura do Valo Grande, a maré vazante e a descarga fluvial se encontram, aumentando a velocidade das correntes em direção a desembocadura de Icapara.

Na Barra de Icapara, ocorre o encontro do fluxo de vazante da desembocadura estuarina com a fluvial e maiores valores de velocidade são observados. Observa-se também a formação de um jato hidráulico, que atinge velocidade de cerca de $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ e interrompe a circulação da plataforma adjacente. Na sizígia, a velocidade das correntes no canal principal da Barra de Icapara atingem cerca de 1 m.s^{-1} , ocasionando um maior alcance do jato hidráulico.

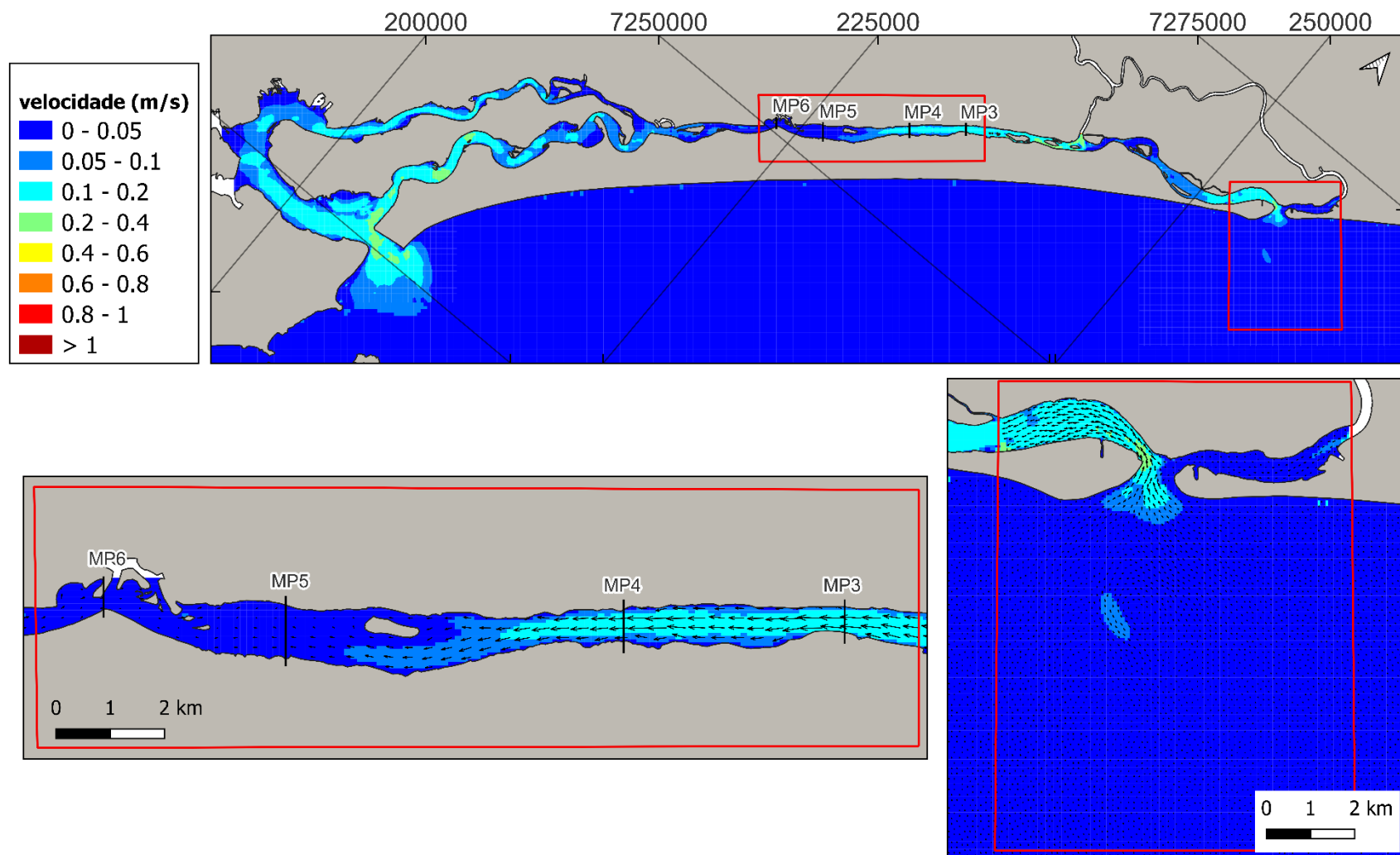


Figura 7.12 Velocidade máxima das correntes em um instante de maré enchente em condição de quadratura (cenário atual)

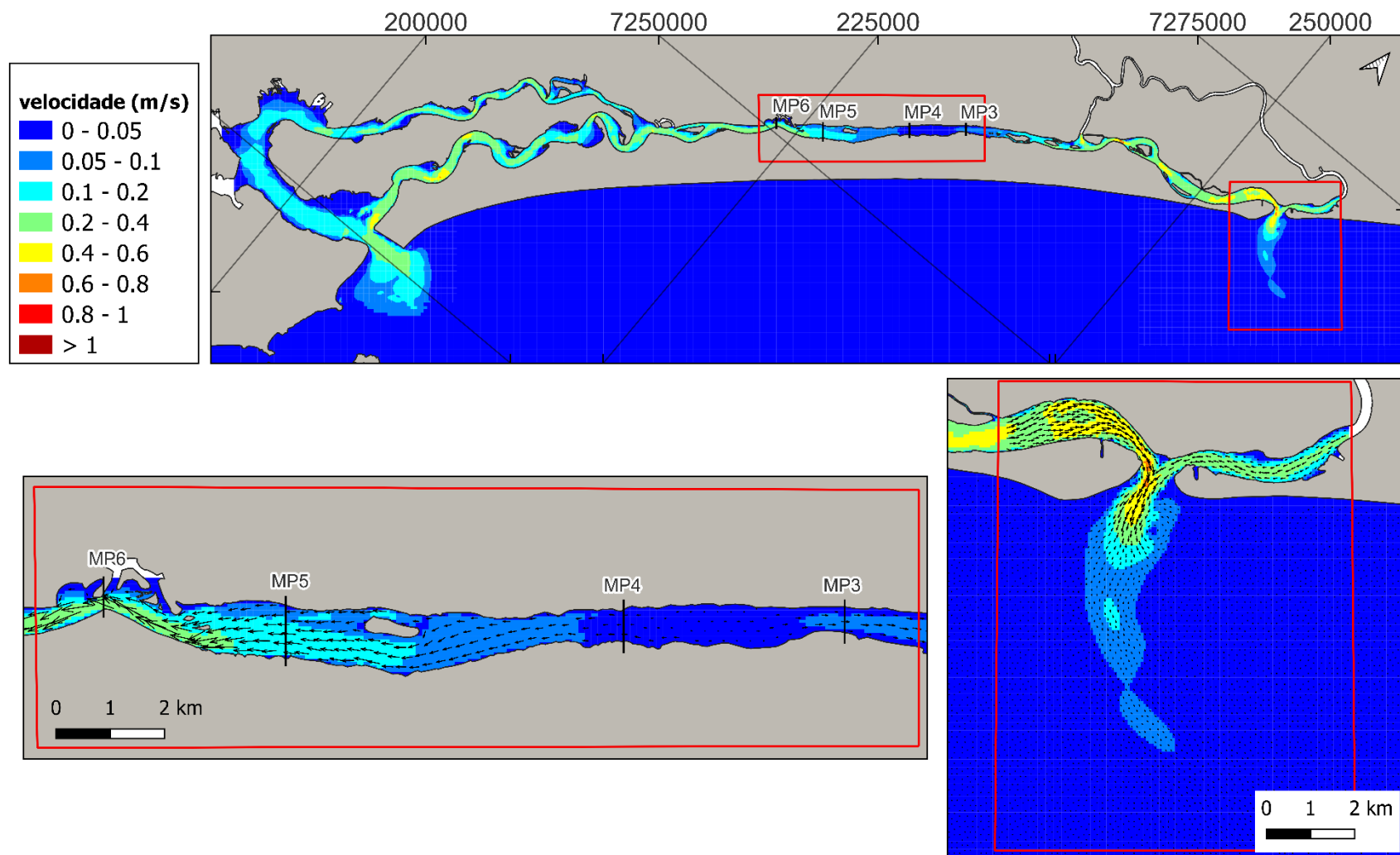


Figura 7.13 Velocidade máxima das correntes em um instante de maré vazante em condição de quadratura (cenário atual)

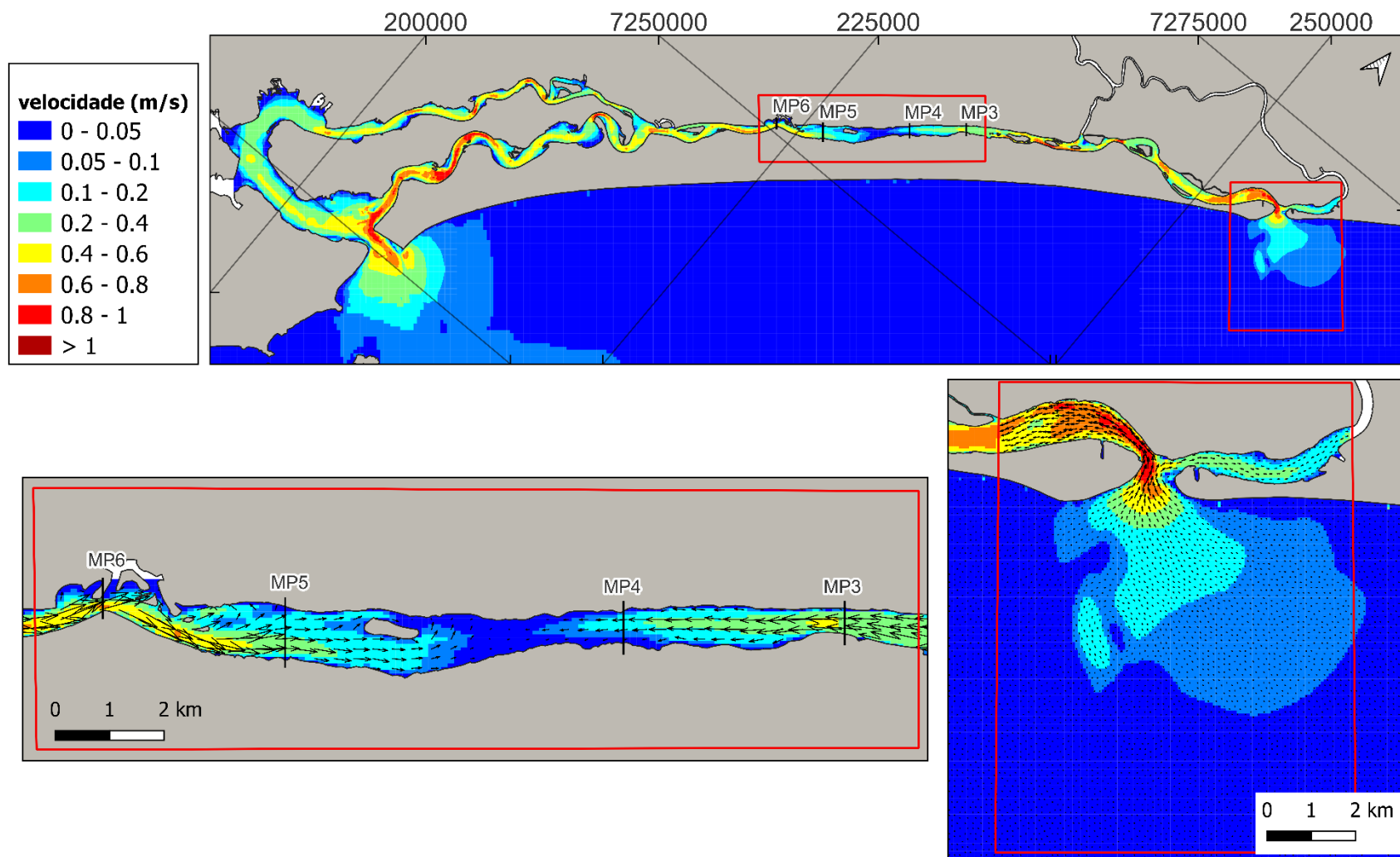


Figura 7.14 Velocidade máxima das correntes em um instante de maré enchente em condição de sizígia (cenário atual)

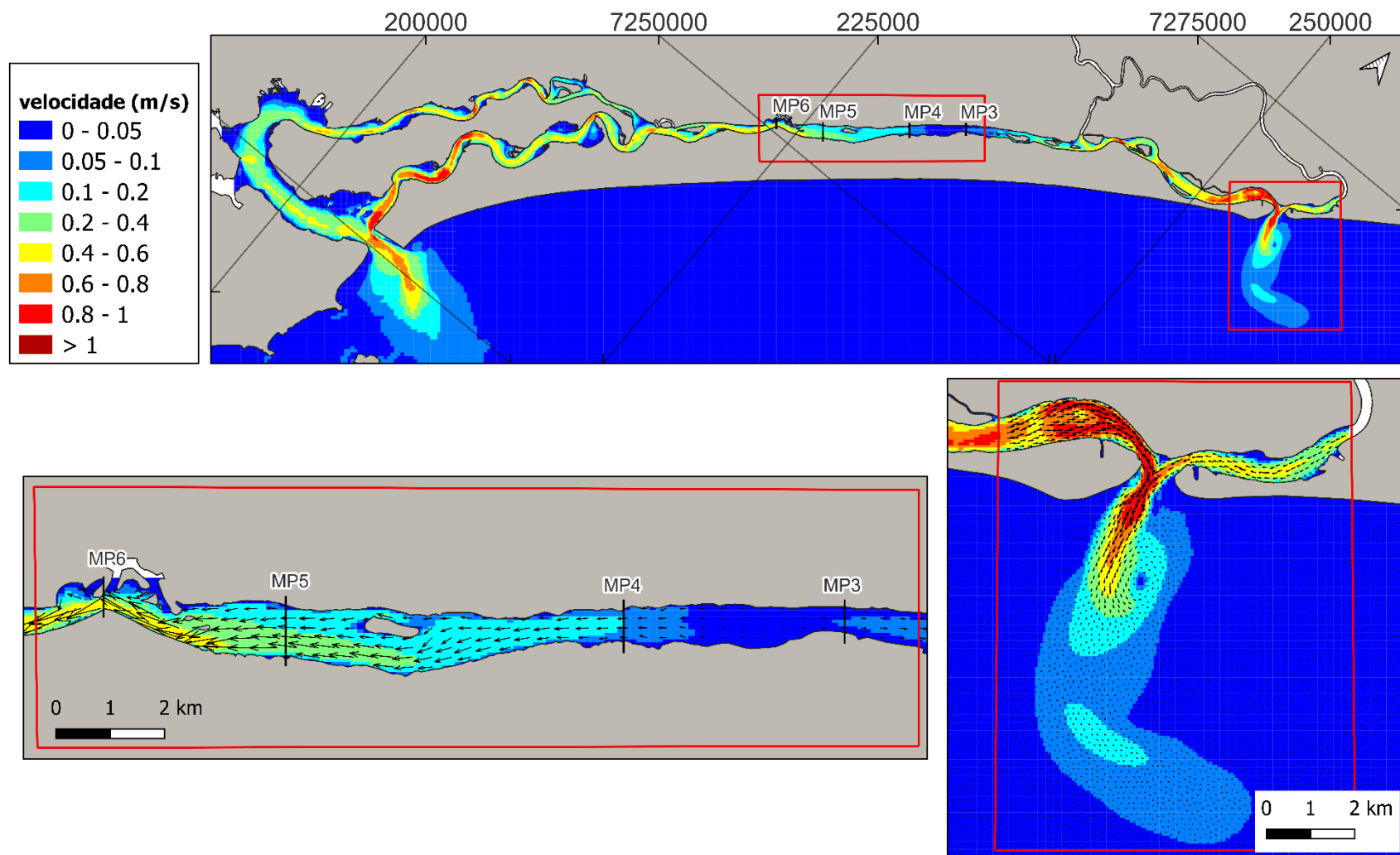


Figura 7.15 Velocidade máxima das correntes em um instante de maré vazante em condição de sizígia (cenário atual)

7.5.2. Comparação dos cenários

Nessa seção serão apresentados os resultados das simulações numéricas realizadas para os dois cenários morfológicos submetidos às mesmas forçantes (maré astronômica e descarga fluvial média) destacando as modificações que a abertura do canal do Valo Grande causou na hidrodinâmica do SELCI.

7.5.2.1. Elevação da superfície e velocidade das correntes

O regime de marés é caracterizado por uma desigualdade diurna com padrão semidiurno misto durante a maré de quadratura e semidiurno na presença de amplitudes de marés máximas na sizígia.

As Figuras 7.16 e 7.17 ilustram comparativamente a variação da elevação da superfície durante os dois primeiros dias de maré de quadratura e de sizígia no cenário atual e histórico. Na Tabela 7.3 estão apresentados os valores de amplitude e de máxima e mínima elevação da superfície nos dois cenários na maré de quadratura e de sizígia.

A amplitude de maré é menor nas desembocaduras, cerca de 0,3 m na quadratura e chega a 1,3 m na sizígia. Ao se propagar pelo estuário, a maré sofre deformações, caracterizada pelo aumento progressivo da amplitude e do atraso nos instantes de ocorrência de preamar e baixamar no interior do sistema. A amplitude é máxima no interior do Mar Pequeno (nos pontos MP5 e MP6), de 0,7 m na quadratura e de 1,5 m durante a sizígia.

As diferenças de amplitude entre os dois cenários são bem reduzidas, com um pequeno aumento nos níveis mínimos e máximos nos pontos mais próximos da desembocadura do Valo Grande (MP2.1 e MP2.2). Comparando os resultados de nível d'água nesses pontos com o ponto MP2 do cenário histórico, na quadratura foi verificado um aumento de 0,04 m no nível máximo e de 0,07 m no nível mínimo, e na sizígia esses valores aumentam para, respectivamente, 0,07 m e 0,15 m.

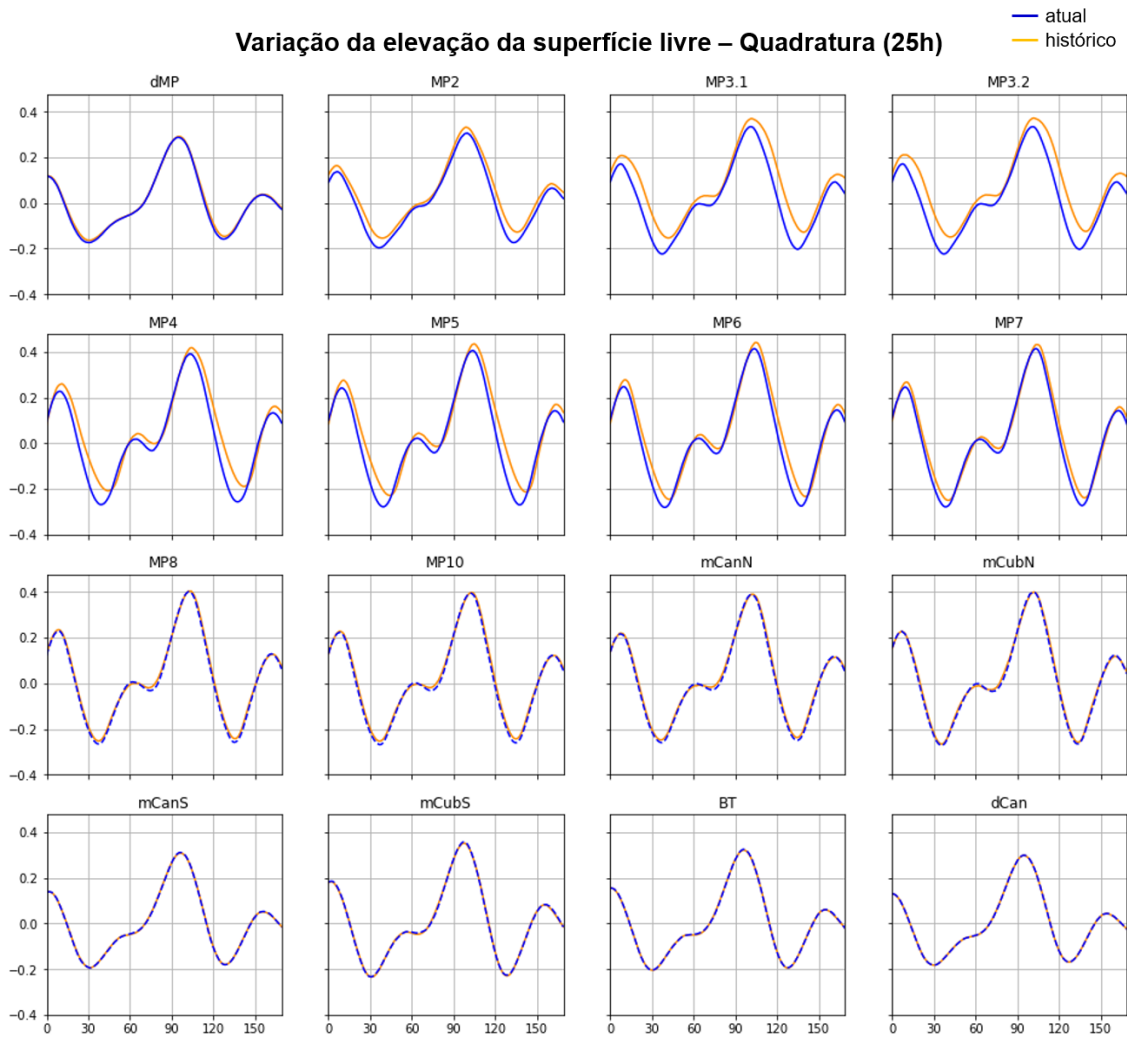


Figura 7.16. Variação da elevação da superfície em dois ciclos de maré de quadratura (25h).

Tabela 7.3 Valores de elevação da superfície mínima, máxima e amplitude no cenário histórico e atual em condição de maré de quadratura e de sizígia

	Quadratura						Quadratura					
	Histórico			Atual			Histórico			Atual		
	min	máx	ampl	min	máx	ampl	min	máx	ampl	min	máx	ampl
dMP	-0.17	0.29	0.46	-0.16	0.29	0.46	-0.65	0.67	1.32	-0.62	0.66	1.28
MP1	-0.20	0.31	0.50	-0.15	0.33	0.49	-0.57	0.61	1.18	-0.48	0.67	1.16
MP2.1				-0.15	0.37	0.52				-0.45	0.73	1.19
MP2.2				-0.15	0.37	0.52				-0.44	0.74	1.17
MP3	-0.27	0.39	0.66	-0.21	0.42	0.63	-0.69	0.80	1.49	-0.55	0.86	1.41
MP4	-0.28	0.41	0.68	-0.23	0.44	0.66	-0.71	0.84	1.55	-0.60	0.90	1.50
MP5	-0.28	0.41	0.70	-0.25	0.44	0.69	-0.73	0.86	1.58	-0.65	0.91	1.56
MP6	-0.28	0.41	0.69	-0.25	0.43	0.68	-0.73	0.85	1.58	-0.67	0.89	1.56
MP7	-0.27	0.39	0.66	-0.25	0.40	0.65	-0.71	0.82	1.53	-0.70	0.82	1.52
BT	-0.20	0.32	0.53	-0.20	0.32	0.53	-0.70	0.76	1.46	-0.70	0.76	1.46

mCubS	-0.23	0.36	0.59	-0.23	0.35	0.59	-0.75	0.81	1.56	-0.75	0.82	1.57
mCubN	-0.27	0.40	0.67	-0.27	0.40	0.67	-0.75	0.83	1.58	-0.74	0.84	1.58
mCanN	-0.26	0.39	0.65	-0.25	0.39	0.64	-0.71	0.81	1.51	-0.70	0.81	1.51
mCanS	-0.19	0.31	0.51	-0.19	0.31	0.50	-0.67	0.70	1.37	-0.67	0.70	1.37
dCan	-0.18	0.30	0.48	-0.18	0.30	0.48	-0.67	0.71	1.38	-0.67	0.71	1.38

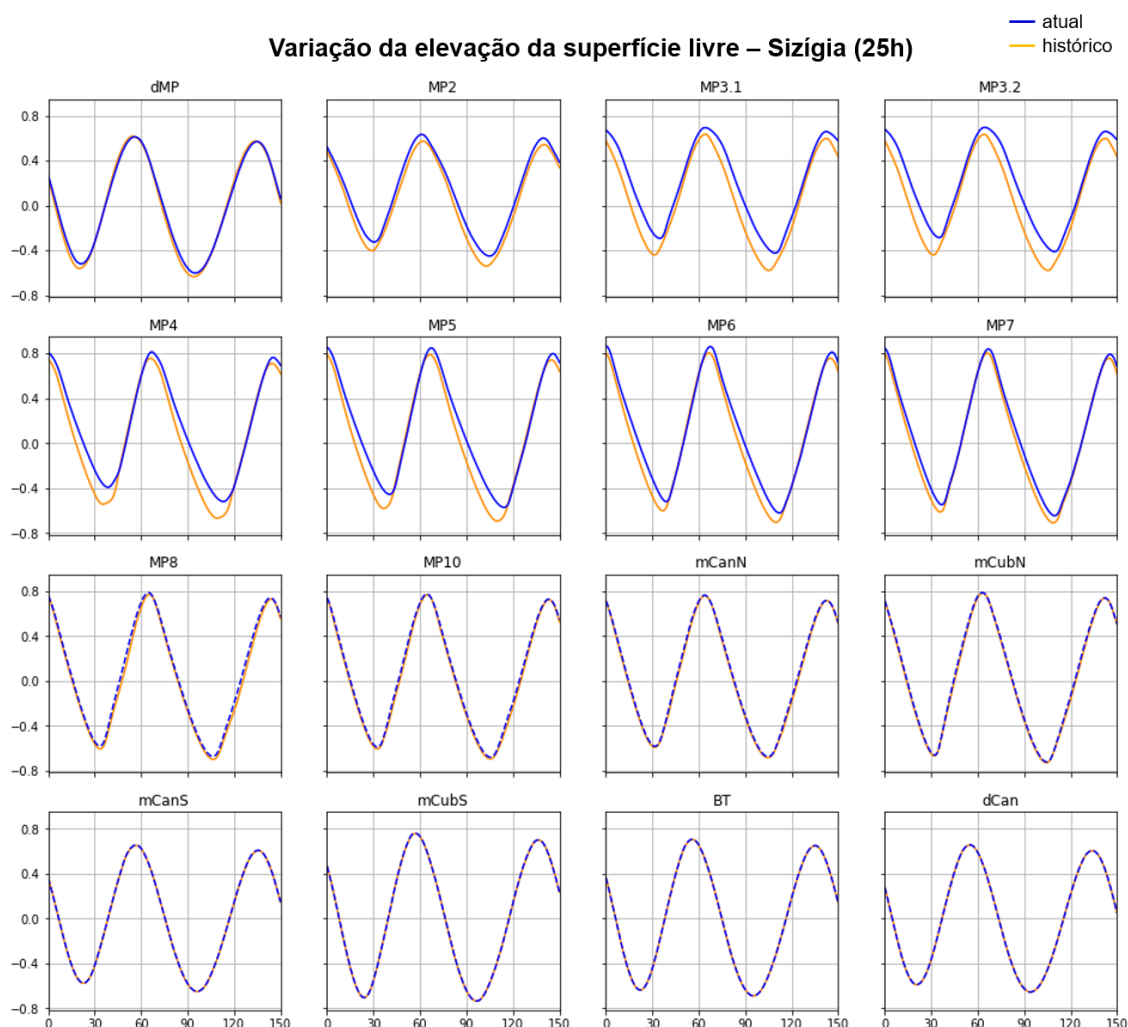


Figura 7.17. Variação da elevação da superfície em dois ciclos de maré de sizígia (25h).

Maiores diferenças entre os cenários são observadas em relação a assimetria da maré no interior do estuário, o que indica que as desigualdades na duração dos tempos de enchente e vazante diferem nos dois cenários.

Em vista disso, a duração dos tempos de enchente e vazante foi verificada através da medição do intervalo de tempo entre a preamar e baixa-mar e a diferença de fase (a defasagem nos instantes de pico) no interior do sistema foi avaliada, considerando a desembocadura de Icapara como origem. O período entre os dias 13/09 e 15/09 foi utilizado para representar a quadratura e o período entre os dias 20/09 e 22/09 foi escolhido para a sizígia. Os resultados do

tempo médio calculados estão apresentados nas Tabela 7.4.

No geral, a duração da enchente e vazante foram bem próximas no cenário histórico, especialmente na quadratura. Enquanto na sizígia, a duração da fase de vazante é um pouco maior, principalmente nos pontos MP4, MP5 e MP6. No cenário atual, houve uma redução na duração das fases de enchente e vazante comparadas ao cenário histórico. Nesse cenário, os tempos de enchente são maiores do que o de vazante na maioria dos pontos, principalmente entre os pontos MP3 e MP5.

Tabela 7.4 Duração dos tempos de enchente e vazante (horas) em condição de quadratura e sizígia no cenário histórico e atual

	Histórico				Atual			
	Quad.		Siz.		Quad.		Siz.	
	V	E	V	E	V	E	V	E
dMP	6.8	7.1	6.1	6.4	6.7	7.2	6.1	6.4
MP2	6.8	7.1	6.5	5.9	7.2	6.7	6.9	5.5
MP3	7.1	7	6.5	5.8	7.5	6.5	7.1	5.2
MP4	7.1	7	6.8	5.5	7.6	6.4	7.3	5.1
MP5	7.2	6.9	7	5.4	7.6	6.4	7.5	4.9
MP6	7.1	7	7	5.4	7.4	6.7	7.1	5.2
MP7	7.1	7	6.8	5.6	7.2	6.8	6.8	5.5
MP9	7.1	7	6.4	5.9	6.7	7.2	6.5	5.8
dCan	6.8	7.1	6.1	6.4	6.7	7.2	6.1	6.4
BT	6.8	7.1	6.2	6.2	6.7	7.2	6.2	6.2
mCanS	6.8	7.1	6.2	6.2	6.7	7.2	6.2	6.2
mCanN	7	7	6.4	5.9	6.6	7.3	6.4	5.9
mCubS	6.7	7.2	6.3	6.1	6.7	7.2	6.3	6.1
mCubN	6.9	7.1	6.6	5.8	6.7	7.2	6.6	5.7

A maré leva cerca de 95min para chegar no centro do sistema durante a maré de quadratura e na sizígia leva cerca de 110min, tanto no cenário histórico quanto no atual. Maiores diferenças são verificadas em relação ao tempo de vazante. No cenário histórico, o processo de vazante tem início com 90min de atraso, em relação ao início do processo de vazante na desembocadura, no ponto MP5 e 85min no ponto MP6, durante a maré de quadratura e na sizígia o atraso aumenta para 160min no ponto MP5 e 150min no ponto MP6.

Com a abertura do canal, os tempos aumentaram, na quadratura para 135min no ponto MP5 e 115min no MP6, e na sizígia, aumentaram para, respectivamente, 190min e 170min. É interessante notar que no cenário atual, as correntes de maré entram através da desembocadura

de Cananéia cerca de 10min antes comparada a desembocadura do Mar Pequeno.

Os atrasos de tempo observados entre a maré alta e a maré baixa nos pontos do Mar Pequeno podem estar parcialmente relacionados a geometria do canal, que diminui as velocidades de corrente pela dissipação de energia através do atrito com suas margens e com o fundo. As diferenças reduzidas na elevação da superfície podem ser atribuídas principalmente às diferenças morfológicas entre os dois cenários, uma vez que a batimetria no interior do Mar Pequeno apresentava maiores profundidades.

Por sua vez, a redução da duração dos tempos de enchente e vazante (ciclo de maré) deve-se ao aporte de água via Valo Grande pois, por continuidade, para manter o volume de água no sistema, o tempo de escoamento é reduzido e o fluxo intensificado.

5.1.1.1. Velocidade das correntes

Como esperado, as correntes no cenário atual são, de modo geral, mais intensas em relação ao cenário histórico (Figuras 7.18 e 7.19). Um aumento mais acentuado é verificado nos pontos entre o Valo Grande e desembocadura do Mar Pequeno, ao passo que os valores são bem próximos nos dois cenários no sul do estuário. Observa-se também a partir dessas figuras que as intensidades das correntes diminuem gradualmente em direção ao ponto MP5, onde as velocidades máximas são menores em relação aos demais pontos, chegando a $0,13 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e $0,28 \text{ m.s}^{-1}$ na sizígia no cenário histórico e no atual esses valores aumentam para, respectivamente, $0,24 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,42 \text{ m.s}^{-1}$.

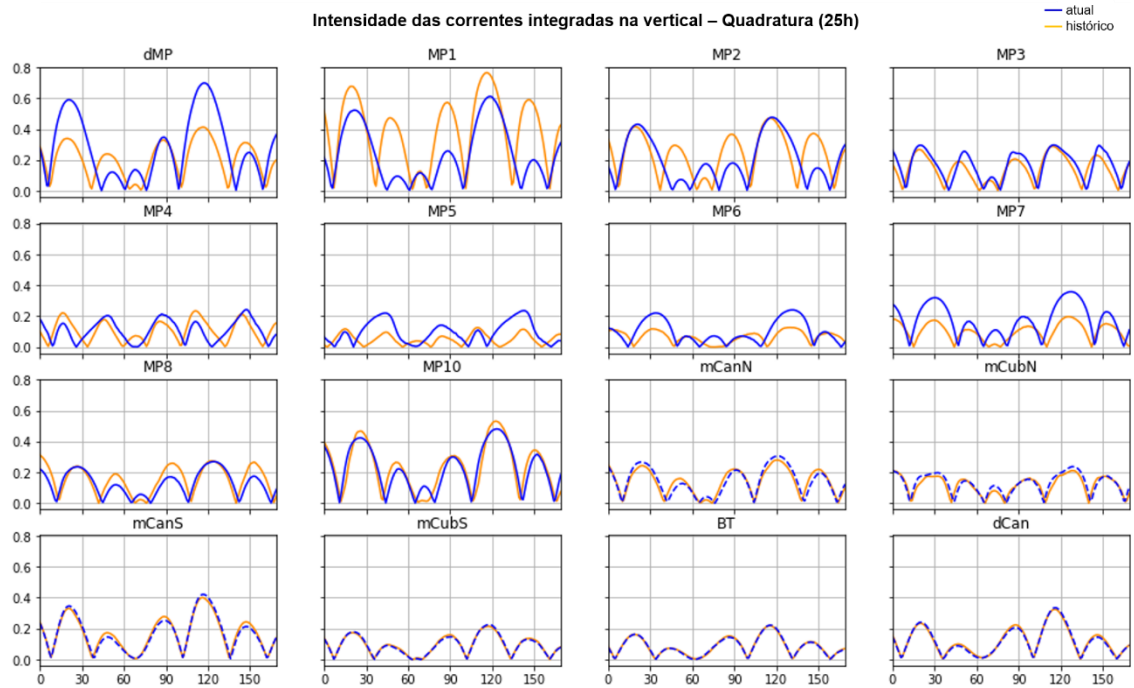


Figura 7.18. Velocidade máxima das correntes integrada na vertical em dois ciclos de maré de quadratura (25h)

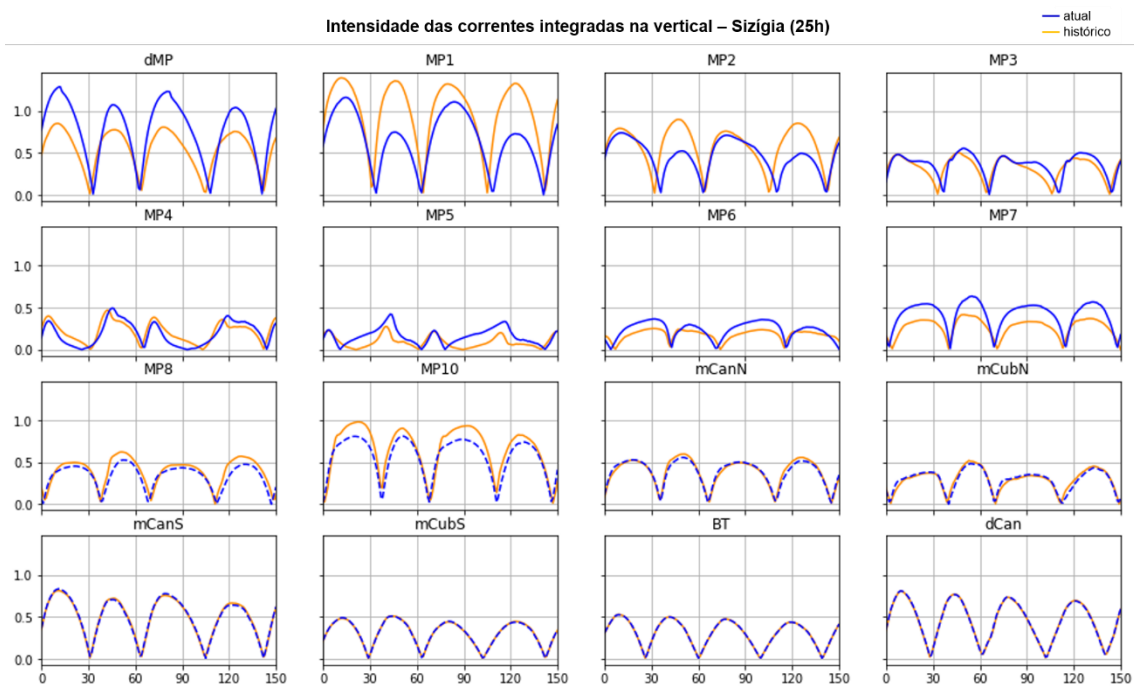


Figura 7.19. Velocidade máxima das correntes integrada na vertical em dois ciclos de maré de sízigia (25h)

O aumento das velocidades das correntes não ocorreu de forma homogênea, pois as diferenças de duração das fases de enchente e vazante levam a diferenças nas características

das correntes (intensidade e dominância de correntes enchentes ou vazantes), como pode ser observado pelos valores de velocidades máximas de enchente e de vazante na Tabela 7.5.

Tabela 7.5 Velocidade máxima de vazante e enchente extraídas modelo durante a maré de quadratura e de sizígia no cenário histórico e no cenário atual

Ponto	Histórico				Atual			
	Quadratura		Sizígia		Quadratura		Sizígia	
	V	E	V	E	V	E	V	E
dMP	-0.41	0.38	-0.85	0.81	-0.70	0.40	-1.28	1.18
MP1	-0.44	0.47	-0.94	0.80	-0.47	0.22	-0.73	0.56
MP2	-0.26	0.29	-0.52	0.49	-0.31	0.20	-0.58	0.40
MP3	-0.24	0.24	-0.47	0.41	-0.28	0.17	-0.49	0.35
MP4	-0.13	0.13	-0.28	0.23	-0.24	0.11	-0.42	0.24
MP5	-0.13	0.11	-0.25	0.25	-0.24	0.13	-0.36	0.32
MP6	-0.20	0.19	-0.35	0.43	-0.36	0.28	-0.54	0.67
MP7	-0.53	0.42	-0.98	0.94	-0.48	0.40	-0.81	0.84
dCan	-0.25	0.33	-0.82	0.80	-0.23	0.34	-0.81	0.81
BT	-0.17	0.22	-0.53	0.53	-0.17	0.22	-0.53	0.53
mCubS	-0.22	0.19	-0.48	0.53	-0.23	0.18	-0.49	0.53
mCubN	-0.21	0.21	-0.37	0.53	-0.24	0.21	-0.38	0.51
mCanS	-0.40	0.32	-0.81	0.75	-0.42	0.30	-0.84	0.74
mCanN	-0.28	0.28	-0.53	0.62	-0.31	0.26	-0.53	0.59

Na desembocadura do Mar Pequeno, o aumento das velocidades máximas de vazante foi mais pronunciado, aumentando de $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ para $0,85 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e de $0,85 \text{ m.s}^{-1}$ para $1,28 \text{ m.s}^{-1}$ na sizígia. A velocidade de enchente apresentou valores próximos nos dois cenários na quadratura, $0,38 \text{ m.s}^{-1}$ no cenário histórico e $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ no atual, e na sizígia aumentou de $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ para $1,18 \text{ m.s}^{-1}$.

De maneira geral, as diferenças entre as máximas velocidades de enchente e vazante no cenário histórico são da ordem de $0,01 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e chegam a $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ na sizígia. Assim, a dominância de enchente e vazante é de baixa ordem e varia em função da condição de maré. Na quadratura, as correntes de enchente atingem, em média, valores máximos maiores do que os de vazante no Mar de Iguape e no Mar Pequeno os máximos de vazante são, em média, maiores do que os de enchente. Na sizígia, há uma inversão de dominância, e as máximas de vazante atingem maiores velocidades no Mar de Iguape e as de enchente possuem maiores valores no Mar Pequeno. Na presença do Valo Grande, houve uma intensificação das correntes de vazante em todo o canal do Mar Pequeno.

As correntes de maré mostraram-se importantes na circulação estuarina e para a morfodinâmica das desembocaduras. As correntes de maré enchente e vazante, interrompem a circulação oceânica, o que pode influenciar no transporte de sedimentos e disponibilidade do material nas áreas adjacentes à desembocadura (ITALIANI et al., 2000). Após a abertura do canal, com a divisão da descarga do rio Ribeira do Iguape, o curso natural do rio teve a sua descarga reduzida. Dessa forma, a eficiência hidráulica da desembocadura do rio é reduzida, e consequentemente as ondas possuem um papel mais efetivo na desestabilização da sua desembocadura (e.g. WALTON & ADAMS, 1976; FITZGERALD, 1988; FITZGERALD et al., 2000). Essa, é uma provável causa das grandes alterações morfológicas na desembocadura do sistema, observadas ao longo do último século (e.g. GEOBRÁS, 1966; NASCIMENTO et al., 2000; ALCANTARA-CARRIO et al., 2017).

7.5.2.2. Descarga instantânea e descarga acumulada

O canal do Valo Grande, aberto em 1852, com aproximadamente 4 m de largura x 2 m de profundidade rapidamente evoluiu para um canal com cerca de 100 m de largura x 10 m de profundidade (GEOBRAS, 1966), causando a divisão do volume da descarga do rio Ribeira do Iguape, com parte seguindo o caminho natural do rio, e outra parte agora ocupando o canal do Valo Grande.

A série temporal comparativa da descarga acumulada na seção do rio Ribeira de Iguape após a bifurcação de Três Barras permite observar a redução do volume de água transportado pelo curso natural do rio após a abertura do canal durante os 14 dias de simulação (Figura 7.20). A redução da descarga acumulada nessa seção foi de cerca de 40%, de aproximadamente $6,58 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ para $2,26 \cdot 10^8 \text{ m}^3$.

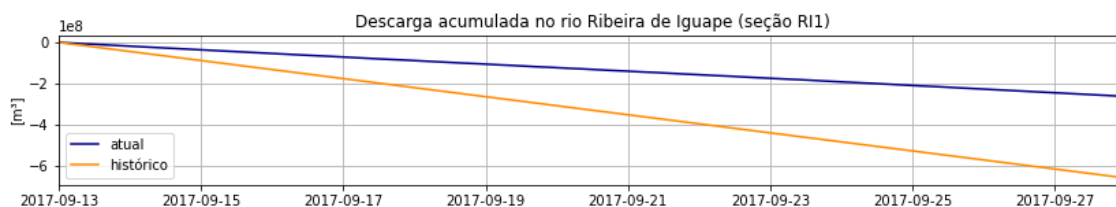


Figura 7.20 Série temporal comparativa da descarga acumulada na seção do Rio Ribeira de Iguape após a bifurcação de Três Barras no cenário atual e histórico

O fluxo residual médio no curso natural do rio Ribeira de Iguape no cenário histórico ($-510 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) era cerca de 2,5 vezes maior ao fluxo médio observado no cenário atual ($-202,2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$). Como resultado da redução do fluxo através do rio, houve um aumento do alcance da propagação da maré no cenário atual, verificado pelo aumento da amplitude da descarga instantânea (Figura 7.21).

As diferenças de amplitude de descarga nos dois cenários se estendem em todo curso fluvial. Com maiores diferenças observadas em Três Barras, antes da bifurcação, sobretudo, durante a maré de quadratura, onde houve um aumento de cerca de 5 vezes, de $12,1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ para $61,1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

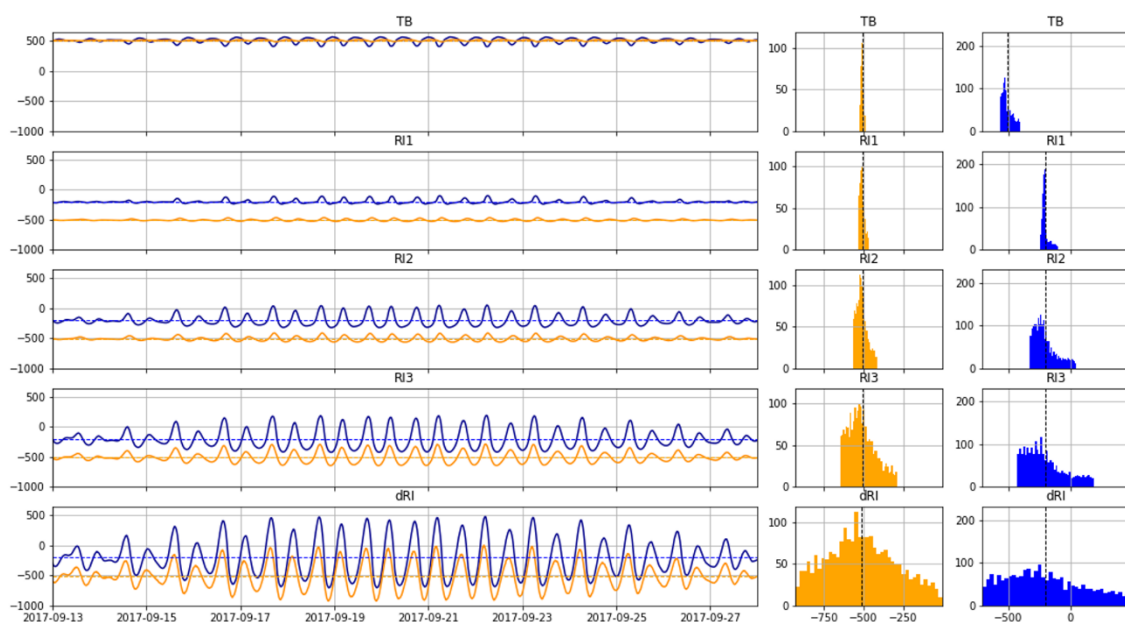


Figura 7.21. Resultados da descarga instantânea nas seções distribuídas pelo rio Ribeira de Iguape.

1. Série temporal. 2. Histograma

Os histogramas de fluxo residual (Figura 7.21 e Tabela 7.6) destacam o comportamento do padrão de fluxo ao longo do curso fluvial. A variabilidade, representada pelo desvio-padrão, é máxima na desembocadura, em virtude da maior influência da maré e diminui em direção a Três Barras. O contrário é observado em relação a assimetria, os fluxos mais intensos no curso superior do rio resultam em uma maior assimetria, que diminui em direção a desembocadura, conforme o fluxo residual vai perdendo intensidade.

Os fluxos menos intensos do cenário atual resultam em histogramas com picos menos acentuadas e com maior assimetria e variabilidade em relação ao cenário histórico. Além disso, o fluxo residual no cenário histórico é unidirecional de vazante em todas as seções e no cenário

atual verifica-se a inversão da direção do fluxo residual na desembocadura e nas seções RI3 e RI2, o que demonstra um maior alcance da maré no interior do rio.

Tabela 7.6 Descarga instantânea média, desvio padrão e assimetria nas seções do rio Ribeira de Iguape no cenário atual e histórico

	histórico			atual		
	média	DP	assim.	média	DP	assim.
TB	-510.0	8.8	0.62	-510.0	41.3	0.75
RI1	-507.8	15.0	-0.62	-202.2	28.7	-1.59
RI2	-510.0	36.1	-0.62	-202.2	91.1	-0.94
RI3	-510.0	86.3	0.53	202.3	157.9	0.70
dRI	-510.2	219.7	0.20	-202.5	306.6	0.36

Como resultado do aumento do volume de água introduzido no estuário após a abertura do Valo Grande, houve um aumento no volume líquido transportado através do estuário, visualizado por meio das séries temporais de descarga acumulada nas seções transversais distribuídas pelo SELCI.

As séries temporais de descarga acumulada nas seções localizadas no Mar Pequeno (Figura 7.22) indicam que, no cenário histórico, o caráter levemente exportador verificado na desembocadura de Icapara é resultado do aumento progressivo do volume líquido transportado da extremidade do canal (seção MP9) em sua direção.

Esse comportamento aponta a importância da circulação do sul do SELCI para a manutenção da desembocadura de Icapara antes da abertura do Valo Grande, uma vez que estuários formados por barras tendem a se fechar e perder contato com o mar, podendo dar origem a lagunas costeiras (LINS, 2018), e o grande volume de água que entra no sistema através da Barra de Cananéia impede que isso aconteça (Figura 7.23).

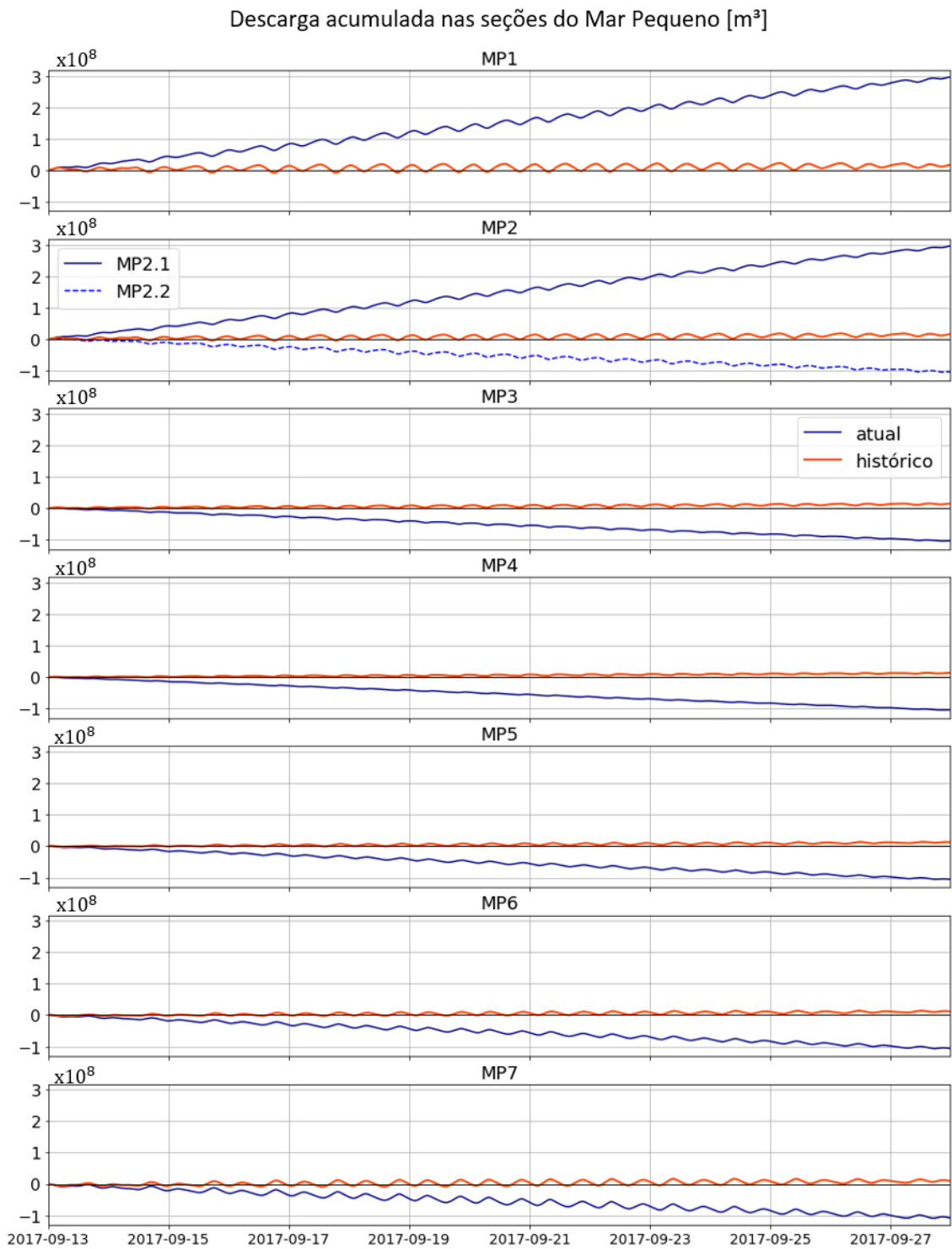


Figura 7.22 Série temporal da descarga acumulada nas seções do Mar Pequeno

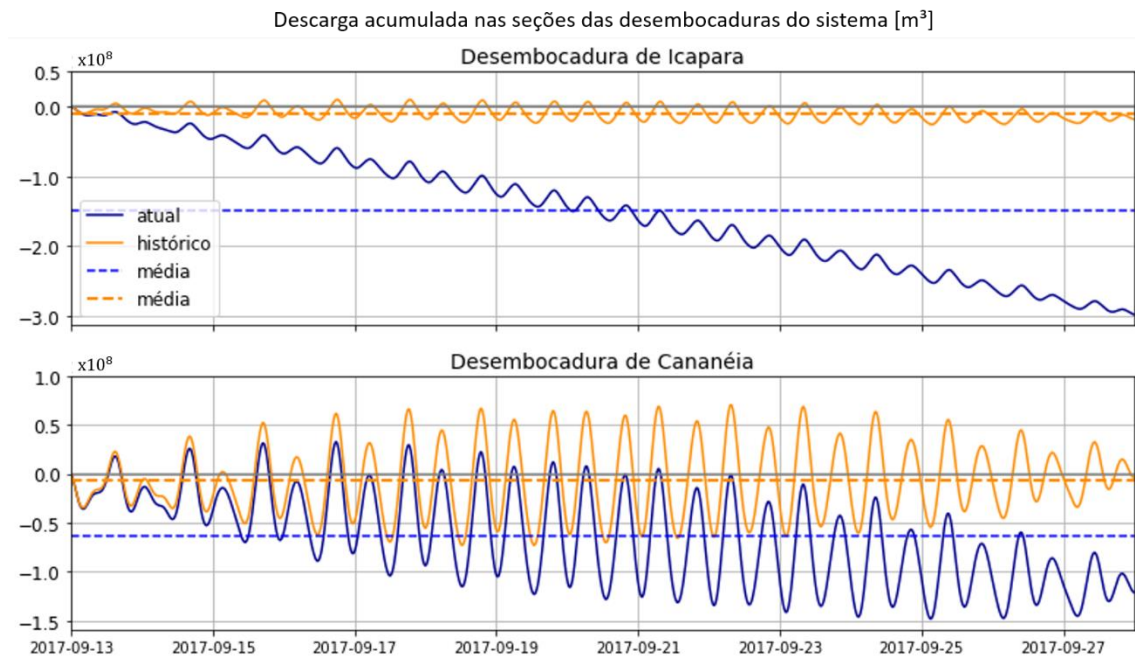


Figura 7.23 Série temporal da descarga acumulada nas desembocaduras do SELCI

Como esperado, verifica-se um aumento no volume líquido transportado através das seções do Mar Pequeno após a abertura do Valo Grande. A descarga acumulada na seção localizada próxima a margem externa do canal (MP2.1) é cerca de $2,97 \cdot 10^8 \text{ m}^3$, um volume cerca de 18 vezes maior comparado ao da seção MP2 do cenário histórico ($1,66 \cdot 10^7 \text{ m}^3$). Com o aumento do volume líquido transportado em direção Iguape na porção externa do Mar de Iguape (seções MP2.1, MP1, dMP), o caráter exportador da desembocadura do Mar Pequeno foi acentuado. O volume líquido acumulado na desembocadura aumentou mais de 16 vezes, de $-1,82 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ para $2,97 \cdot 10^8 \text{ m}^3$.

O volume líquido transportado através da seção localizada próxima a margem interna do Valo Grande (MP2.2) difere em magnitude e direção em relação a seção da outra margem. A descarga acumulada na seção MP2.2 é cerca de $-1,02 \cdot 10^8 \text{ m}^3$, esse volume corresponde a 1/3 do volume transportado através da seção MP2.1. De forma que, a descarga acumulada nessa seção é mais de 6 vezes maior comparada a seção MP2 do cenário histórico e houve inversão no sentido do transporte de massa de água. Esta é uma mudança importante na dinâmica do sistema estuarino.

A descarga acumulada aumenta progressivamente da seção MP2.2 em direção a seção MP7, comportamento contrário ao observado no cenário histórico. Na seção MP7 do cenário histórico, a descarga acumulada era em torno de $9,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ e no cenário atual é mais de 11 vezes maior, cerca de $-1,08 \cdot 10^8 \text{ m}^3$. O Mar Pequeno que importava massa de água do sul do

estuário, tornou-se uma região exportadora de massas de água e de suas propriedades para o sul do sistema.

As séries temporais de descargas acumuladas no sul do estuário (Figura 7.26) mostram as diferenças entre o padrão de circulação nos dois cenários durante os 14 dias de simulação. O balanço da entrada e saída de volume líquido na desembocadura de Cananéia oscila em torno de zero no cenário histórico, isto é, o volume de água que entra e sai do estuário através dessa desembocadura apresenta valores próximos, sem apresentar tendência de importação ou exportação, comportamento típico de ambientes controlados por marés.

Na ausência do Valo Grande, observa-se um caráter levemente importador na região da Baía do Trapandé, que aumenta progressivamente no Mar de Cubatão. Parte desse volume é transportado para o Mar Pequeno, e por continuidade, o Mar de Cananéia apresenta um comportamento levemente exportador.

Com a abertura do canal, houve um aumento no volume transportado através do Mar de Cananéia. Para manter o volume de água no sistema, o volume líquido acumulado na Baía do Trapandé e no Mar de Cubatão foi reduzido e com isso, o caráter importador dessas seções foi atenuado e a desembocadura de Cananéia passou a ter um acentuado caráter exportador (Figura 24).

Na Tabela 7.7 estão apresentados os valores de descarga acumulada nas seções distribuídas pelo sistema após 14 dias de simulação.

Tabela 7.7 Descarga acumulada (m³) nas seções distribuídas pelo SELCI no cenário atual e histórico

	Histórico (x10⁷)	Atual (x10⁷)		Histórico (x10⁷)	Atual (x10⁷)
dMP	-1.82	-29.83	dCan	-0.39	-12.12
MP1	1.79	-29.74	BT	2.28	-0.32
MP2.1	1.66	29.67	mCubS	2.48	-0.12
MP2.2	1.66	-10.23	mCuN	2.82	0.20
MP3	1.50	-10.34	mCanS	-1.99	-11.14
MP4	1.40	-10.41	mCanN	-2.42	-11.56
MP5	1.23	-10.56			
MP6	1.15	-10.64			
MP7	0.94	-10.83			

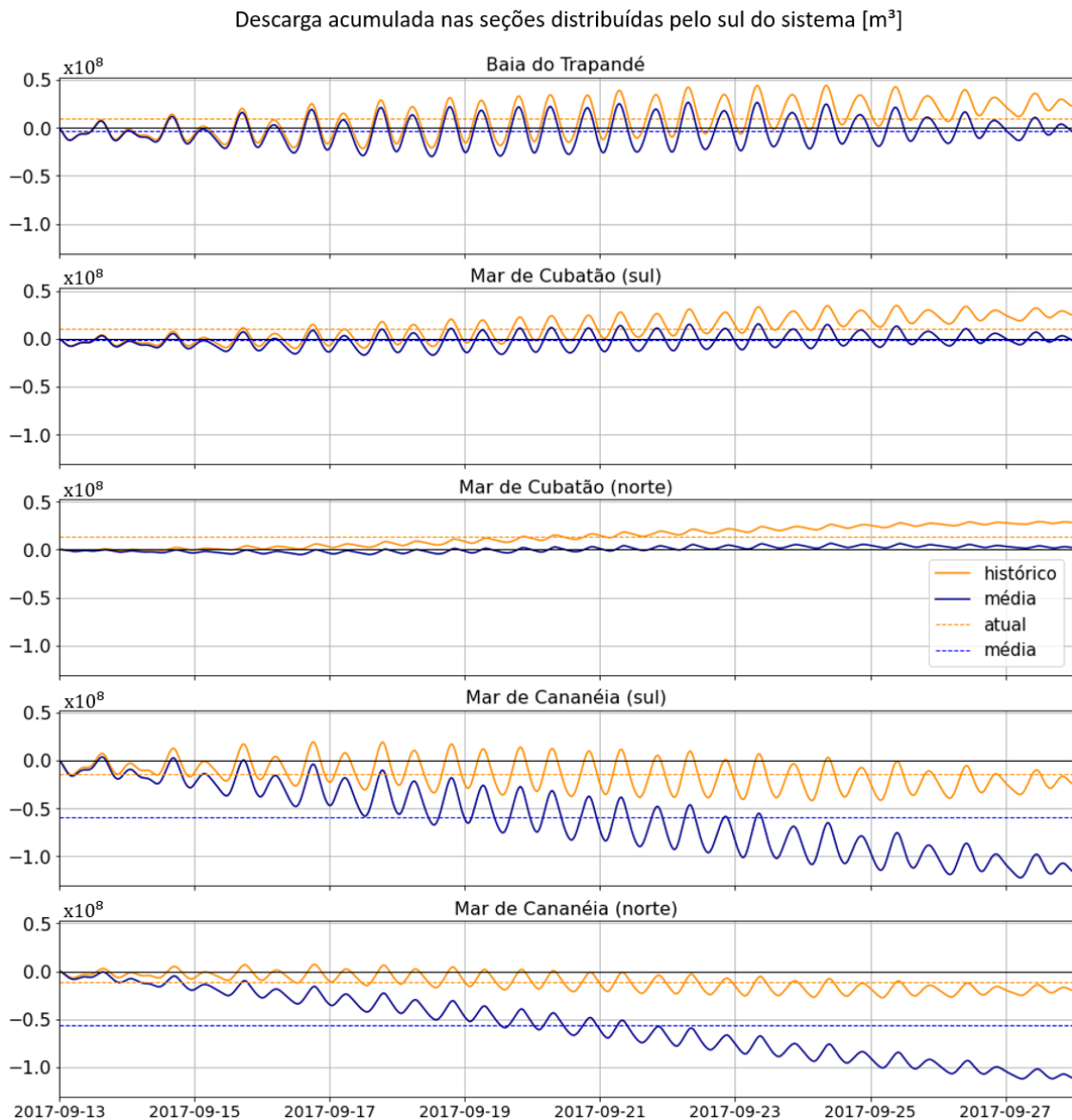


Figura 7.24 Descarga acumulada nas seções localizadas no sul do estuário

A diferença entre as descargas acumuladas nos dois cenários é resultado da intensificação da circulação no interior do estuário após a abertura do Valo Grande. Na Figura 7.25 estão apresentados os valores do fluxo residual médio que atravessam as principais seções distribuídas pelo sistema. Os valores de fluxo residual médio de baixa magnitude observados no cenário histórico mostram que, na ausência do Valo Grande, a circulação estuarina era condicionada pela propagação da maré no interior do estuário.

A figura mostra que a propagação da maré no sul do estuário produz fluxo residual médio de enchente na Baía do Trapandé, ao se propagar pelo Mar de Cubatão aumenta no mesmo sentido de propagação. Ao contornar a ilha de Cananéia, parte do fluxo do Mar de

Cubatão se propaga em direção à Iguape, pelo canal do Mar Pequeno, e a outra parcela do fluxo contorna a ilha e se propaga pelo Mar de Cananéia em direção a desembocadura de Cananéia, aumentando da seção norte para a sul. Ao entrar no Mar Pequeno, o fluxo residual médio é de $7,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ na seção MP7 e aumenta progressivamente em direção a desembocadura, onde o fluxo residual médio é de $14,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e direcionado ao oceano (de vazante).

As médias mais altas observadas na Baía do Trapandé no cenário histórico podem ser atribuídas aos maiores valores de amplitude de elevação da superfície observados na região e a morfologia dessa região, que apresenta maior largura e profundidade, comparada ao resto do sistema, o que resulta em maiores valores de descarga.

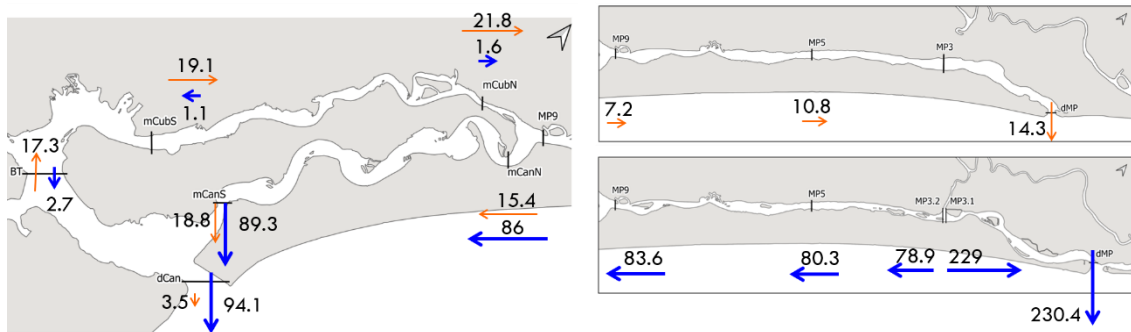


Figura 7.25 Fluxo residual médio ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) no interior do estuário. Os vetores indicam direção, sem escala

No cenário atual, os fluxos residuais médios nas seções localizadas próximas a desembocadura do Valo Grande diferem em intensidade e sentido. O fluxo residual médio na seção localizada próximo à margem externa do canal (MP2.1) é $225,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, cerca 2/3 do fluxo residual médio na seção localizada próxima a margem interna (MP2.2) e direcionado à Iguape.

O fluxo médio na região externa do Mar de Iguape é cerca de 17 vezes maior comparado ao cenário histórico. Nesse trecho, o fluxo é menor na seção MP2.1 e aumenta em direção a desembocadura ($230,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Entre as seções MP2.2 e MP7, a intensificação do fluxo residual médio foi menor. O fluxo médio na seção MP2.2 ($78,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), é cerca de 6 vezes maior comparado ao cenário histórico, e houve uma mudança no comportamento, o fluxo médio através dessas seções passou a ser direcionado para Cananéia e aumenta progressivamente nesse sentido. O fluxo médio na extremidade do Mar Pequeno (MP7) é de $81,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, cerca de 10 vezes maior comparado ao cenário histórico.

Como esperado, as seções das extremidades do Mar Pequeno possuem maior amplitude nas seções das extremidades e conforme as correntes de maré perdem intensidade no interior

do canal, os valores máximos de descarga de fluxo e refluxo diminuem, com correspondente redução da amplitude (Figura 7.26).

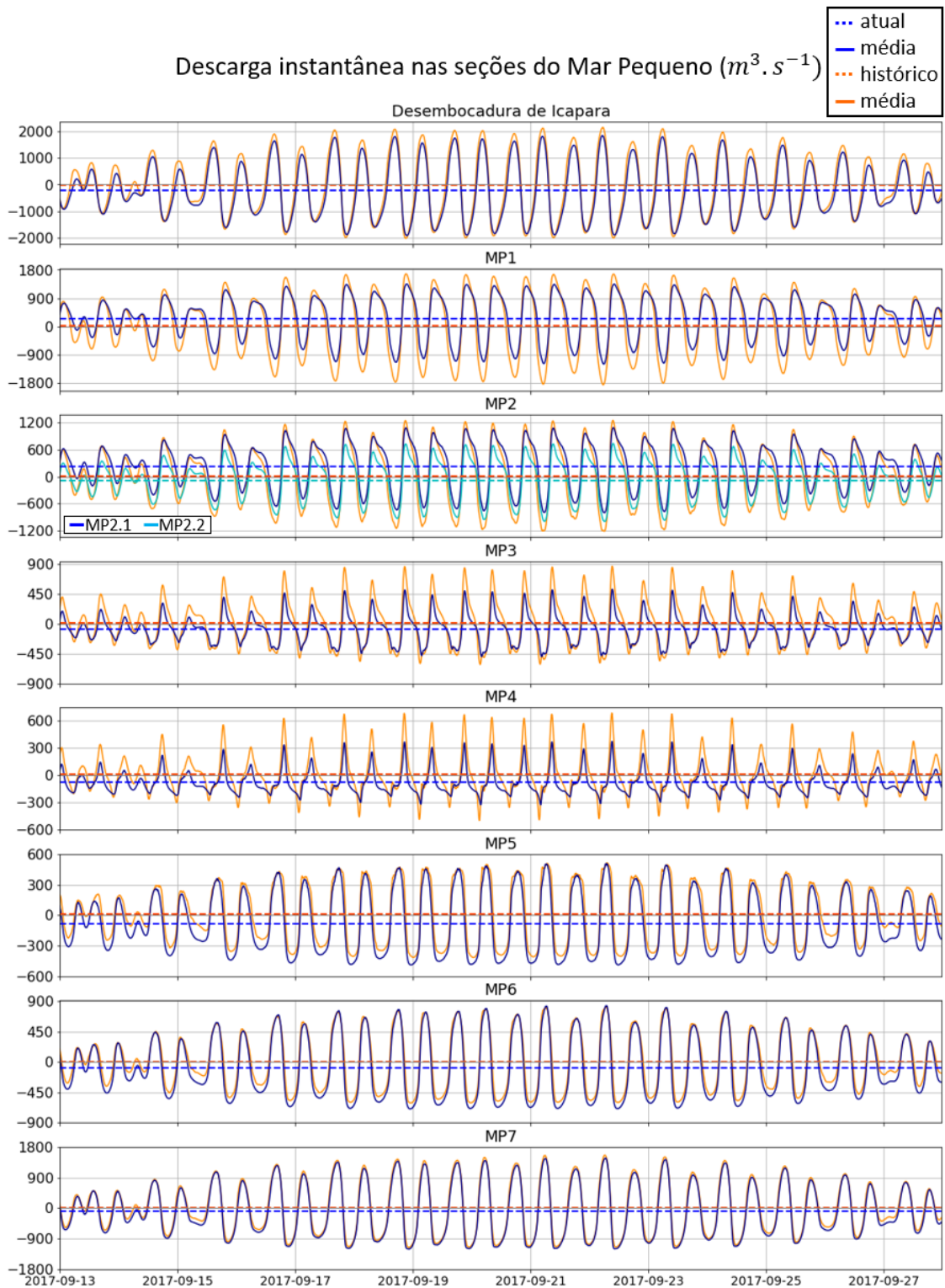


Figura 7.26 Descarga instantânea nas seções do Mar Pequeno

A intensificação da circulação estuarina após abertura do Valo Grande é acompanhada pela diminuição da amplitude de descarga na região do Mar de Iguape e aumento na região do Mar Pequeno. De modo que, a abertura do canal influenciou de maneira diferente a porção externa (seções dMP, MP1 e MP2.1) e interna (seções MP2.2, MP3 e MP4) do Mar de Iguape e a região do Mar Pequeno (seções MP5, MP6 e MP7). A Figura 7.27 destaca essas diferenças durante um dia lunar (25h) em condição de maré de quadratura e de sizígia e na Tabela 7.8 estão apresentados valores de máxima descarga nas duas condições de maré.

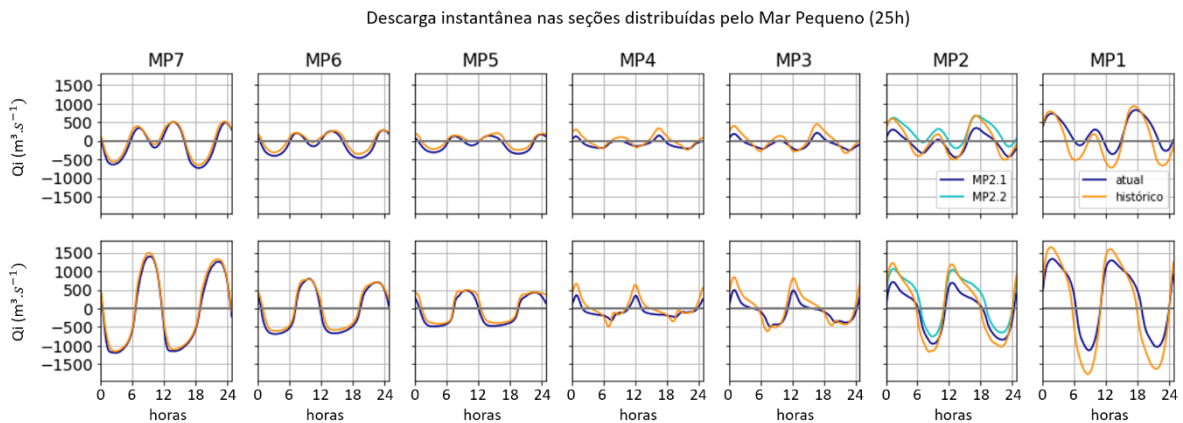


Figura 7.27 Descarga instantânea nos cenários atual e histórico durante um dia lunar (25h) em condição de maré de quadratura (superior) e de sizígia (inferior).

Observa-se que nas seções entre a desembocadura do canal e a desembocadura estuarina, houve um pequeno decréscimo da descarga máxima de fluxo e um decréscimo maior dos máximos de refluxo, com maiores diferenças na seção MP2.1.

Na seção MP2 do cenário histórico, a descarga máxima de fluxo é cerca de 35% ($175 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) maior comparada ao máximo de refluxo durante a maré de quadratura, com descarga máxima de fluxo de $682 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e de refluxo de $-506,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Durante a maré de sizígia, a descarga máxima de refluxo aumenta para $-1209,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e a de fluxo para $1249,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, e a diferença entre os máximos reduz para $39,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (3%).

Comparando a seção MP2.1 com a seção MP2, no cenário atual houve um aumento dos máximos de refluxos de cerca de 60% na quadratura e 30% na sizígia. Os máximos de fluxo apresentam valores próximos nos dois cenários em condição de quadratura e na sizígia é 10% menor no cenário atual.

Como resultado dessas diferenças, na seção MP2.1, os máximos de fluxo são maiores comparados aos de refluxo nas duas condições de maré, com maiores diferenças na quadratura.

A descarga máxima de fluxo ($679.5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) é cerca de 3,3 vezes maior do que a de refluxo ($-203 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) e na sizígia, os máximos de fluxo e refluxo são, respectivamente, $798.9 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e $-1087.6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, reduzindo a diferença para cerca de 36%.

As diferenças entre os cenários diminuem em direção a desembocadura, devido a maior influência da maré.

Na seção MP1 do cenário histórico, a descarga máxima de fluxo é 30% ($212,8 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) maior comparada ao máximo de refluxo durante a maré de quadratura e na sizígia, o máximo refluxo é 12% ($197,1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) maior em relação ao máximo de fluxo. No cenário atual, o máximo de fluxo reduziu cerca de 50% na quadratura e 40% na sizígia e a redução dos máximos de fluxo foi menor, de 10% na quadratura e 20% na sizígia. De modo que, os máximos de fluxo são maiores comparados aos de refluxo para as duas condições de maré.

Na desembocadura do Mar Pequeno, a descarga máxima de vazante apresenta valores próximos nos dois cenários. No cenário histórico, ela aumenta de $-1091.1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ na quadratura para $-1994.0 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ na sizígia. No cenário atual, ela é apenas $13,4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ maior comparada ao cenário histórico na quadratura e na sizígia é $99,3 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ menor. Maiores diferenças são observadas em relação aos máximos de enchente, que no cenário atual é 30% menor em relação ao cenário histórico na quadratura e na sizígia é 15% menor.

A redução da descarga máxima de enchente no cenário atual está relacionada a descarga do Valo Grande introduzida no sistema, que se propaga em sentido contrário a maré enchente diminuindo sua intensidade, sobretudo na quadratura, que as correntes de maré possuem menor intensidade. Por sua vez, a redução da descarga máxima de vazante na sizígia está relacionada a intensificação do fluxo no interior do estuário após abertura do canal, resultando em menor amplitude de descarga.

Na região interna do Mar de Iguape, as descargas máximas de fluxo e refluxo também reduziram, porém, com maior redução dos máximos de fluxo.

Na seção MP2.2, a descarga máxima de fluxo é cerca de 50% menor comparada ao máximo na seção MP2 do cenário histórico na quadratura ($346,6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) e na sizígia ($735,4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) é 40% menor. A descarga máxima de refluxo é cerca de 10% menor na quadratura ($-445,6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) e diferença aumenta para 20% na sizígia ($-991,7 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$). De modo que, a descarga máxima de refluxo atinge maiores valores comparada a descarga máxima de fluxo nas duas condições de maré nessa seção.

Na seção MP3 do cenário histórico, o máximo de fluxo era $119,5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ maior comparado ao de fluxo na quadratura e $252 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ maior na sizígia. A diferença entre os

máximos reduz na seção MP4 para, respectivamente, 96,5 m³.s⁻¹ e 185,6 m³.s⁻¹.

Tabela 7.8 Descarga instantânea máxima de fluxo e refluxo nas seções do Mar Pequeno

Seção	Cenário Histórico				Cenário Atual			
	Quadratura		Sizígia		Quadratura		Sizígia	
	min	máx	min	máx	min	máx	min	máx
dMP	-1091.1	825.0	-2015.8	2142.5	-1104.5	576.1	-1908.7	1837.3
MP1	-721.8	934.7	-1869.5	1672.3	-833.8	357.6	-1351.6	1205.5
MP2.1	-506.9	682.0	-1209.8	1249.5	-203.0	679.5	-798.9	1087.6
MP2.2					-445.6	346.6	-991.7	735.4
MP3	-328.3	447.8	-616.7	868.7	-257.6	214.0	-495.9	519.9
MP4	-242.0	338.4	-497.8	683.4	-209.3	142.7	-325.9	370.5
MP5	-246.0	208.6	-416.5	514.1	-347.3	170.3	-488.3	506.2
MP6	-359.5	288.6	-607.6	817.5	-460.2	283.1	-696.4	834.8
MP7	-656.8	523.8	-1164.5	1561.5	-731.6	506.7	-1206.6	1475.7

Com a abertura do canal, a diferença entre os máximos de fluxo e refluxo diminuíram nessas seções, principalmente na seção MP3, o máximo de refluxo é 43,6 m³.s⁻¹ maior comparado ao de refluxo na quadratura e na sizígia o máximo de fluxo é apenas 24 m³.s⁻¹ maior. Na seção MP4, o máximo de fluxo se torna menor comparando ao de refluxo na quadratura (-66,6 m³.s⁻¹) e na sizígia é 44,6 m³.s⁻¹ maior. Essa é a seção com menor amplitude no cenário atual, de 352 m³.s⁻¹ na quadratura e de 696,4 m³.s⁻¹ na sizígia.

Por sua vez, na região do Mar Pequeno, os dois cenários apresentam valores próximo de descarga máxima de fluxo, e houve um pequeno aumento do máximo de refluxo no cenário atual.

No cenário histórico, a menor amplitude de descarga ocorre na seção MP5, e é de 496,3 m³.s⁻¹ na quadratura e aumenta para 930,6 m³.s⁻¹ sizígia. Os máximos de descarga de fluxo e de refluxo possuem valores próximos na maré de quadratura (-246 m³.s⁻¹ e 250,3 m³.s⁻¹). Na sizígia, o máximo de fluxo atinge descarga máxima de 514,1 m³.s⁻¹, 20% (93,2 m³.s⁻¹) maior comparada ao máximo de refluxo (-416,5 m³.s⁻¹).

No cenário atual, a descarga máxima de refluxo aumentou cerca de 41% na quadratura e 17% na sizígia nessa seção. Ao passo que, a descarga máxima de fluxo reduziu cerca de 16% na quadratura e apenas 2% na sizígia. Essa é a seção que apresenta menor diferença entre os máximos de fluxo e refluxo, com maiores diferenças na quadratura, onde o máximo de refluxo (-347,3 m³.s⁻¹) é 136,4 m³.s⁻¹ maior comparado ao máximo de fluxo (210,9 m³.s⁻¹) e na sizígia, o oposto é observado, e com menores diferenças, o máximo de fluxo (506,2 m³.s⁻¹) é apenas

17,9 m³.s⁻¹ maior comparado ao de refluxo (488,3 m³.s⁻¹).

Nas seções MP6 e MP7 do cenário histórico, a descarga máxima de fluxo e refluxo possuem valores próximo na quadratura. A diferença é menor na seção MP6 (-10,4 m³.s⁻¹) e maior na seção da extremidade (MP7) (-35,6 m³.s⁻¹). Na sizígia ocorre inversão de dominância e com maiores diferenças, o máximo de fluxo é 397 m³.s⁻¹ maior comparado ao de refluxo na seção MP7 e na seção MP6 a diferença é de 209,8 m³.s⁻¹. O mesmo comportamento é observado no cenário atual, porém, com maiores diferenças.

Os histogramas de descarga instantânea apresentados nas Figuras 7.28 e 7.29 permitem melhor avaliação das diferenças no comportamento das descargas de fluxo e refluxo no interior do Mar Pequeno em cada um dos cenários durante os 14 dias de simulação. Na Tabela 7.9 estão apresentados os valores de desvio padrão e assimetria das descargas de fluxo e refluxo.

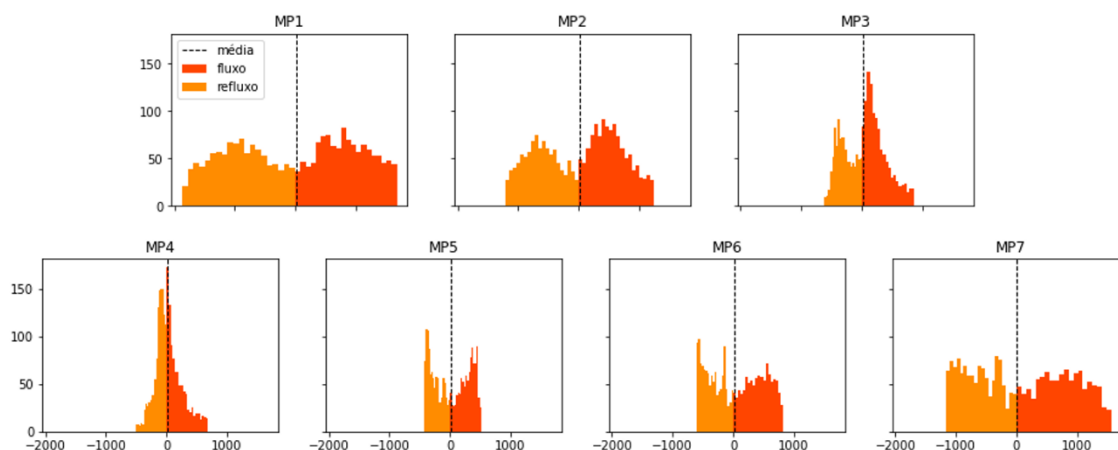


Figura 7.28 Histogramas de descarga instantânea de fluxo e refluxo nas seções do Mar Pequeno no cenário histórico

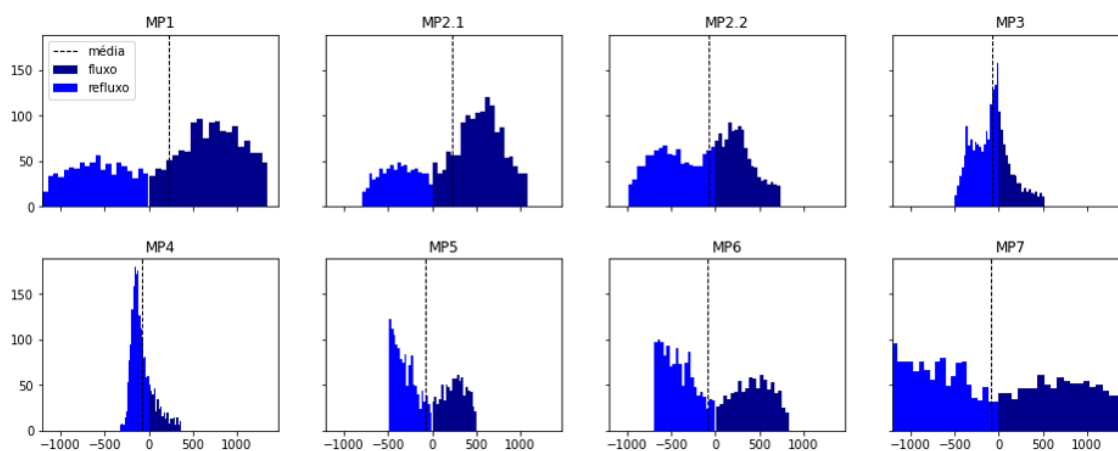


Figura 7.29 Histogramas de descarga instantânea de fluxo e refluxo nas seções do Mar Pequeno no cenário atual

Tabela 7.9 Estatística das descargas instantâneas de fluxo e refluxo das seções localizadas no Mar Pequeno

Seção	Histórico				Atual			
	REFLUXO		FLUXO		REFLUXO		FLUXO	
	DP	Assim	DP	Assim	DP	Assim	DP	Assim
MP1	483.5	0.02	443.0	0.05	344.0	0.11	320.3	0.02
MP2.1	309.7	0.09	312.1	0.33	209.9	-0.06	261.1	-0.07
MP2.2					273.6	0.05	184.5	0.55
MP3	152.3	0.20	211.0	0.95	135.5	-0.34	139.7	0.87
MP4	102.8	-1.15	175.3	1.00	63.5	-0.02	100.8	0.72
MP5	119.6	0.38	134.5	-0.42	129.8	0.52	131.4	-0.09
MP6	175.9	0.22	220.0	-0.13	186.3	0.40	215.3	-0.09
MP7	325.2	0.13	412.0	-0.01	331.0	0.23	393.3	-0.01

Os histogramas das seções MP1 e MP2 do cenário histórico e MP1 do cenário atual, que possuem picos pouco acentuados e centralizados (com menor assimetria) e maior variabilidade, indicam a maior influência da maré nessa região.

Como resultado da intensificação do fluxo após a abertura do Valo Grande, observa-se que houve um aumento na ocorrência da descarga de fluxo e uma redução da assimetria e variabilidade nas seções MP1 e MP2.1.

Ao se propagar pelo interior do estuário, o fluxo perde intensidade e os histogramas se tornam mais assimétricos. No cenário histórico, a máxima assimetria de descarga de fluxo e refluxo é observada na seção MP4, com seus respectivos picos convertes nas extremidades de descarga de baixa intensidade. Isso mostra que essa é uma região de baixa energia e indica que o fenômeno do “tombo d’água” acontece em suas proximidades.

É evidente o aumento na ocorrência de descarga de refluxo nas seções MP3 e MP4 do cenário atual. Na seção MP4, esse aumento é acompanhado da redução da assimetria de -1.15 para -0.02, o que demonstra a intensificação da descarga de refluxo nessa seção. Por sua vez, a redução da assimetria da descarga de fluxo, de 1 para 0,72, mostra a descarga de fluxo são um pouco mais intensas comparas ao cenário histórico.

A seção MP3 do cenário atual apresenta um histograma da descarga de refluxo bimodal, com um dos picos na extremidade de descarga de baixa intensidade e o histograma da descarga de fluxo permanece assimétrico com pico na região de fluxo de menor intensidade. Essas diferenças no comportamento das seções MP3 e MP4 do cenário atual indicam que o fenômeno do “tombo” sofreu um deslocamento para NE.

Por ser um canal de interconexão entre a porção norte e sul do estuário, a região do Mar Pequeno não sofre influência direta da maré, apresentado histogramas mais assimétricos, relacionado a morfologia dessa região. Com a abertura do Valo Grande, houve um aumento da assimetria da descarga de refluxo e uma redução da assimetria da descarga de fluxo nessa região, acentuando as diferenças do comportamento das descargas de fluxo e refluxo. Os altos valores da assimetria negativa de descarga de refluxo associados a baixa assimetria das descargas de fluxo, indicam que o fluxo residual tem transporte preferencial claro em direção a Cananéia, como já foi observado através das séries temporais de descarga acumulada.

A variação da descarga instantânea no sul do estuário durante os 14 dias de simulação apresentada na Figura 7.31 permite observar que as diferenças de amplitude de descarga foram reduzidas nessa região. Para melhor comparação, a Figura 7.32, destaca as diferenças entre os cenários durante um dia lunar (25h) em condição de maré de quadratura e de sizígia.

De maneira geral, os máximos de descarga de vazante aumentaram e os de enchente diminuíram, com maiores diferenças na quadratura, o que demonstra a intensificação da circulação do sul do estuário (Tabela 7.8).

Com exceção das seções mCanN e mCubN, os máximos de vazante aumentaram menos comparados a redução dos máximos de enchente na maré de quadratura. Maiores diferenças são observadas na desembocadura de Cananéia, o máximo de enchente no cenário atual é $220,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ menor comparado ao cenário histórico e o de vazante é $105,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ maior. Na sizígia, os máximos de enchente diminuíram mais em relação ao aumento dos máximos de vazante no Mar e desembocadura de Cananéia e o oposto é verificado na Baía do Trapandé e Mar de Cubatão.

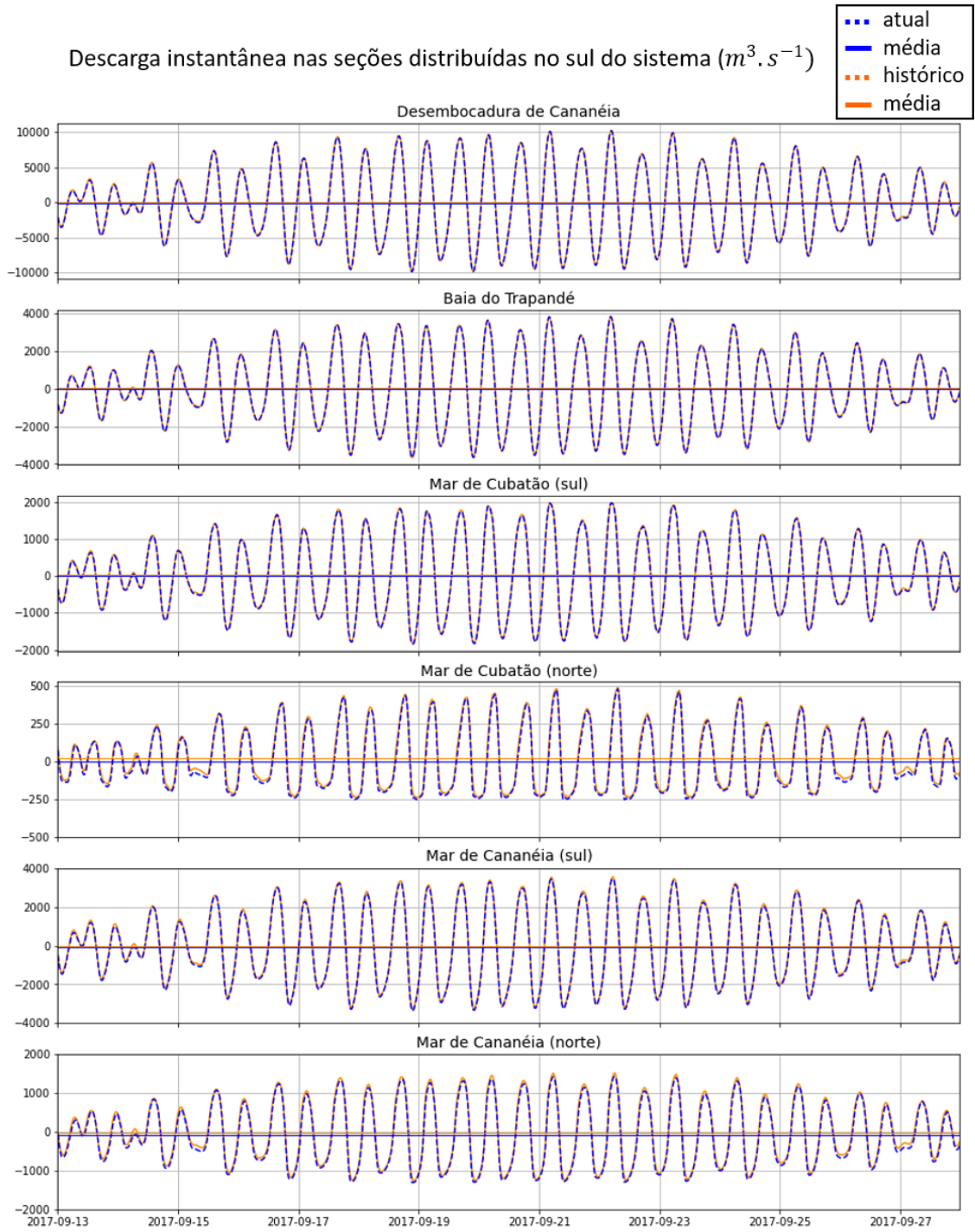


Figura 7.30 Séries temporais de descarga instantânea nas seções distribuídas pelo sul do estuário

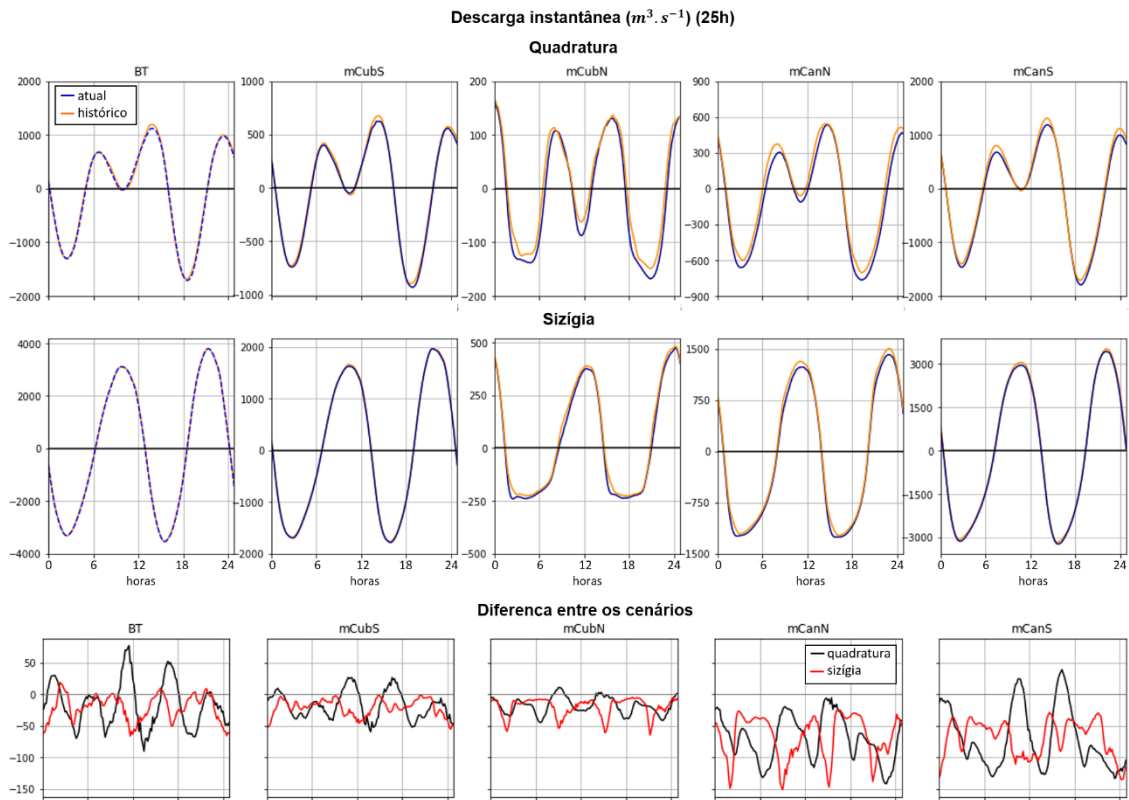


Tabela 7.10 Descarga instantânea máxima (m^3/s) de enchente e vazante no cenário histórico em condição de quadratura e sizigia e suas respectivas diferenças no cenário atual

Seção	Cenário histórico				Diferença no cenário atual			
	Enchente		Vazante		Enchente		Vazante	
	Q	S	Q	S	Q	S	Q	S
dCan	3360.3	10204.2	-4594.4	-9806.0	-220.8	-37.9	105.3	18.0
BT	1189.1	3807.4	-1684.3	-3667.0	-69.7	0.7	29.2	-10.5
mCubS	674.7	1974.2	-893.6	-1827.7	-51.5	-5.6	37.0	13.2
mCubN	166.7	488.1	-149.2	-237.9	-0.8	-9.4	19.2	15.6
mCanS	1307.6	3546.9	-1709.9	-3300.6	-120.4	-90.5	84.3	58.1
mCanN	585.9	1516.1	-703.6	-1268.7	-26.4	-86.5	62.0	41.4

Alterações morfológicas em estuários possuem implicações em diversos aspectos do funcionamento desses sistemas. Apesar disso, são poucos os estudos que abordam tais aspectos, com a maior parte dos trabalhos disponíveis abordando aspectos relacionados a aberturas de novas conexões entre estuários e o oceano (e.g. WOLANSKI et al., 2004; FILGUEIRA et al., 2013; SIEGLE et al., 2019; ITALIANI et al., 2020). Diferentemente desses trabalhos, no caso do presente estudo, é a abertura de um canal interno que é avaliada, resultando em maior aporte de água doce para o sistema. De qualquer forma, diversos efeitos na dinâmica do sistema são similares, com alteração no tempo de residência, demonstrado através das alterações das

descargas residuais. Do ponto de vista biológico, tais alterações podem resultar em mudanças na produção primária e secundária, que dependentes também do tempo de residência e turbidez da água (e.g. FILGUEIRA et al., 2013; PHILIPS et al., 2012; GOBLER et al., 2005).

7.5.3. Influência relativa da descarga fluvial

7.5.3.1. Velocidade das correntes

Para avaliar a influência da descarga fluvial na circulação estuarina, foram destacadas as regiões com maiores diferenças de velocidade das correntes entre os três cenários de vazão fluvial.

As Figuras 7.31 e 7.32 ilustram a intensidade das correntes na região da Barra do Icapara em instantes representativos de máximas velocidades de enchente e vazante em condição de maré de quadratura e de sizígia.

Durante a maré enchente, a descarga fluvial do Rio Ribeira de Iguape tem direção oposta à das correntes de maré e, portanto, tende a bloquear a propagação da maré no interior do rio, como pode ser observado pela redução da intensidade das correntes em sua desembocadura. A eficiência desse bloqueio é revestida de maior ou menor significado em função do volume da descarga e da condição de maré.

As desembocaduras do rio Ribeira de Iguape e Mar Pequeno estão parcialmente conectadas nessa região, de modo que os processos hidrodinâmicos dos dois ambientes influenciam um no outro, como pode ser verificado através das Figuras.

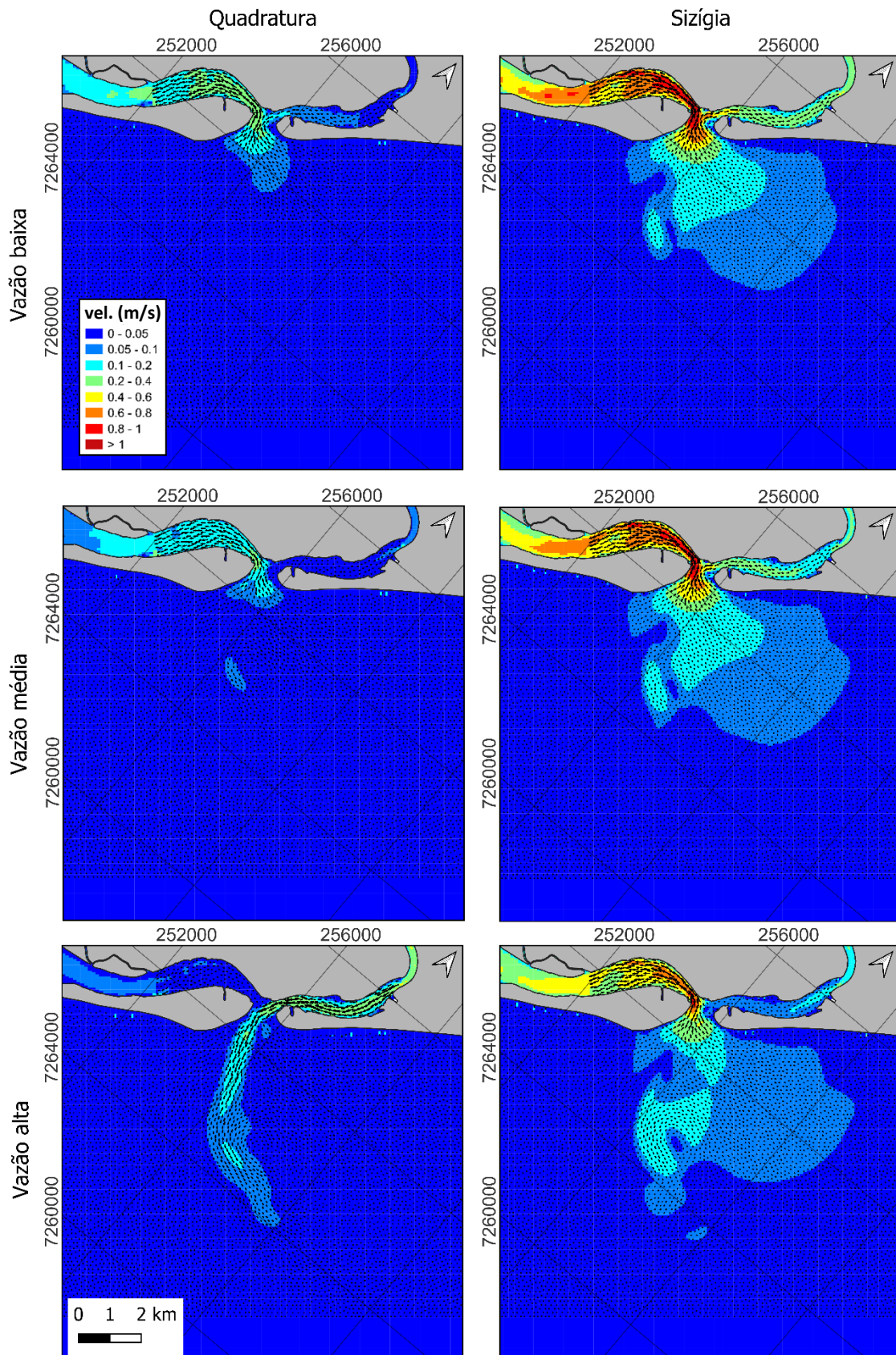
Durante a maré enchente de quadratura, a velocidade no canal principal da desembocadura do rio Ribeira de Iguape é de $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ no cenário de baixa vazão fluvial e reduz para $0,02 \text{ m.s}^{-1}$ no cenário de vazão média. Na sizígia, as velocidades aumentam para, respectivamente, $0,52 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,4 \text{ m.s}^{-1}$. No cenário de máxima vazão, as correntes são direcionadas para o oceano nas duas condições de maré, é de $0,33 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e com o aumento da amplitude de maré na sizígia, reduz para $0,06 \text{ m.s}^{-1}$.

Na desembocadura do Mar Pequeno, as velocidades de enchente no cenário de mínima descarga é $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e aumenta para $1,11 \text{ m.s}^{-1}$ na sizígia. No cenário de vazão média, esses valores são um pouco menores, a velocidade na quadratura é $0,22 \text{ m.s}^{-1}$ e na sizígia $1,03 \text{ m.s}^{-1}$. Maiores diferenças são observadas no cenário de máxima descarga, onde a velocidade é de $0,03 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ na sizígia.

Durante a maré vazante, a descarga fluvial intensifica a velocidade das correntes de maré. Portanto, maiores velocidades são verificadas no cenário de máxima descarga. Na desembocadura fluvial, a velocidade no canal principal é de $0,58 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e $0,84 \text{ m.s}^{-1}$ na sizígia e na desembocadura do Mar Pequeno é de $0,7 \text{ m.s}^{-1}$ e $1,17 \text{ m.s}^{-1}$. Com a redução da descarga, a velocidade diminui para $0,33 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,64$ em situação de vazão média na desembocadura estuarina e para $0,59 \text{ m.s}^{-1}$ e $1,1 \text{ m.s}^{-1}$ na do rio. No cenário de vazão mínima, a velocidade na desembocadura do Mar Pequeno é $0,53 \text{ m.s}^{-1}$ e $1,13 \text{ m.s}^{-1}$ e na do rio Ribeira de Iguape é $0,26 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,57 \text{ m.s}^{-1}$.

Em situação de máxima vazão fluvial, o bloqueio na desembocadura do rio é mais efetivo e restringe a entrada das correntes de enchente. Na maré de quadratura, quando a amplitude de maré é menor, a descarga fluvial interrompe parcialmente a entrada da maré na Barra do Icapara, resultando em correntes de enchente de baixa intensidade na desembocadura do Mar Pequeno. Por sua vez, o instante de maré de sizígia no cenário de vazão fluvial mínima representa a outra condição extrema, e maiores velocidades de correntes de enchente no interior do rio são observadas.

As correntes de vazante das duas desembocaduras se encontram na Barra do Icapara e formam um jato hidráulico que interrompe a circulação da plataforma adjacente. Durante a maré de quadratura, a velocidade das correntes na Barra do Icapara atinge $0,6$ no cenário de vazão mínima, nos cenários de vazão média e máxima, a velocidade aumenta para, respectivamente, $0,65 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,78 \text{ m.s}^{-1}$. Na sizígia, as velocidades são $1,17 \text{ m.s}^{-1}$, $1,22 \text{ m.s}^{-1}$ e $1,34 \text{ m.s}^{-1}$. Como esperado, com o aumento da descarga, efeito de molhe hidráulico é revestido de maior significado, sobretudo durante a maré de sizígia.



Figura

7.31 Intensidade das correntes de enchente na região da Barra do Icapara nos cenários de descarga fluvial mínima, média e máxima em condição de quadratura e sizígia

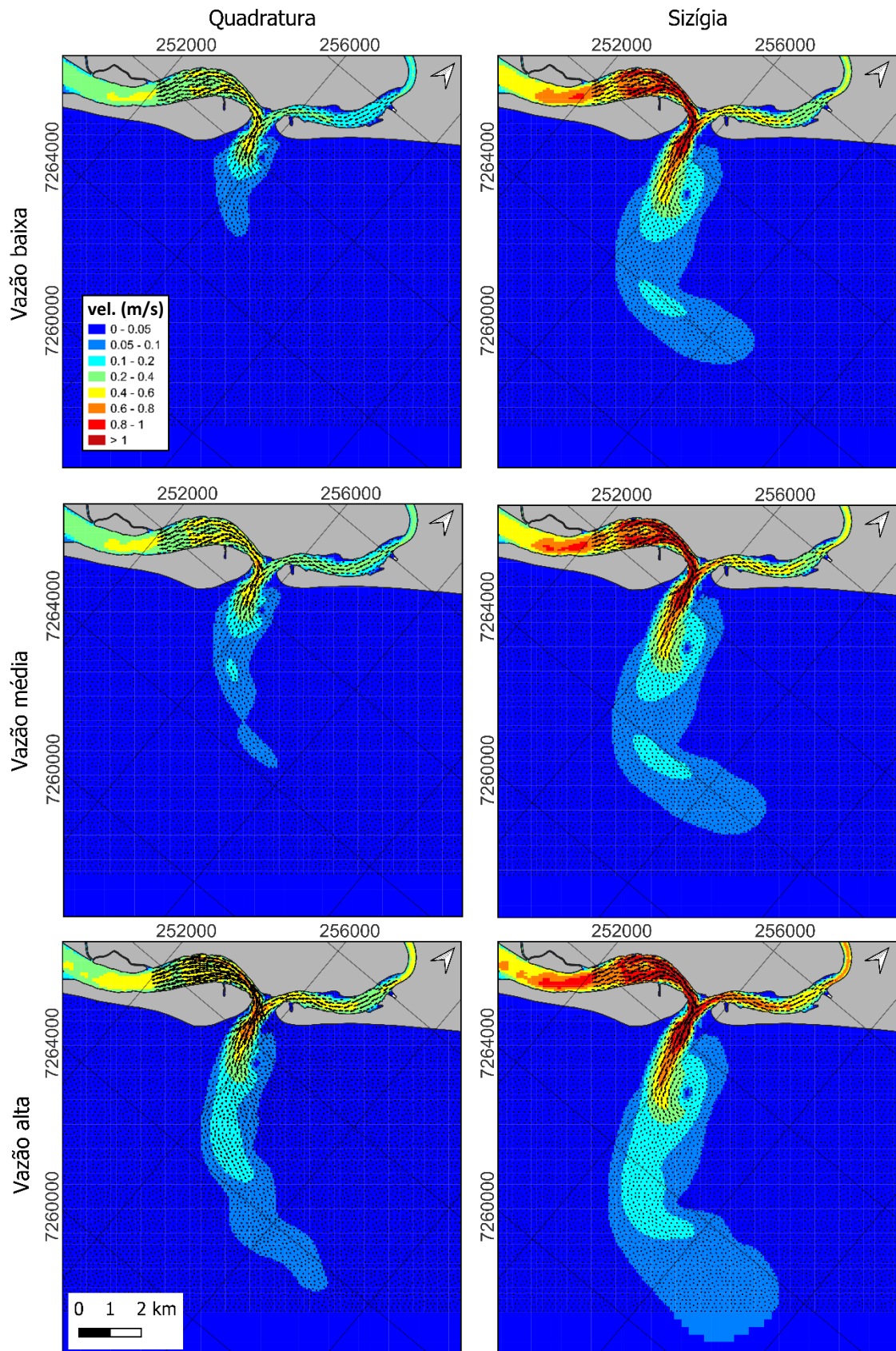


Figura 7.32 Intensidade das correntes de vazante na região da Barra do Icapara nos cenários de descarga fluvial mínima, média e máxima em condição de quadratura e sizígia

A descarga do Valo Grande introduzida no SELCI tende a bloquear a propagação da maré que entra no sistema pela desembocadura de Icapara em condição de maré enchente e a favorecer as correntes do interior do Mar de Iguape que se propagam em direção a Cananéia (Figura 7.33).

Com a intensificação das correntes de enchente na região do Mar de Iguape ocorre uma redução da velocidade das correntes na região do Mar Pequeno. As diferenças são maiores durante a maré de quadratura e diminuem na sizígia, com o aumento da amplitude de maré.

No cenário de baixa vazão fluvial em condição de quadratura é o único caso que a velocidade das correntes da região do Mar Pequeno é maior comparada a porção interna do Mar de Iguape, com o aumento da amplitude de maré na sizígia, as duas regiões apresentam velocidades próximas. Nos cenários de descarga fluvial média e alta, há uma intensificação das correntes de enchente na região do Mar de Iguape e uma redução das correntes da região do Mar Pequeno. Com o aumento da descarga fluvial, o fenômeno do tombo é revestido de menor significado e mais deslocado para o sul.

Durante a maré vazante (Figura 7.34), o oposto é verificado, isto é, a descarga do Valo Grande tende a aumentar a velocidade das correntes a partir de sua desembocadura em direção a desembocadura de Icapara, favorecendo o fluxo de vazante em direção a Cananéia. Como resultado disso, o início do processo de vazante se aproxima de sua desembocadura com aumento da descarga fluvial e menores velocidades são observadas na porção interna do Mar de Iguape comparada com a região do Mar Pequeno.

Em situação de mínima descarga durante a maré de quadratura, maiores velocidades são observadas no Mar de Iguape comparada ao Mar Pequeno, em função das menores intensidades das correntes fluvial e de maré. Em condição de máxima descarga, o bloqueio pelo canal é mais efetivo e a região com correntes de baixa intensidade se aproximam de sua desembocadura.

Os resultados indicam que as diferenças de volume de descarga fluvial introduzidas no SELCI afetam a circulação estuarina. Portanto, o cenário de alta descarga, mesmo com menor probabilidade de ocorrência, é igualmente importante para a manutenção do sistema, uma vez que, com o aumento da descarga fluvial, a região do tombo é revestida de maior significado, conforme descrito por Tessler & Souza (1998).

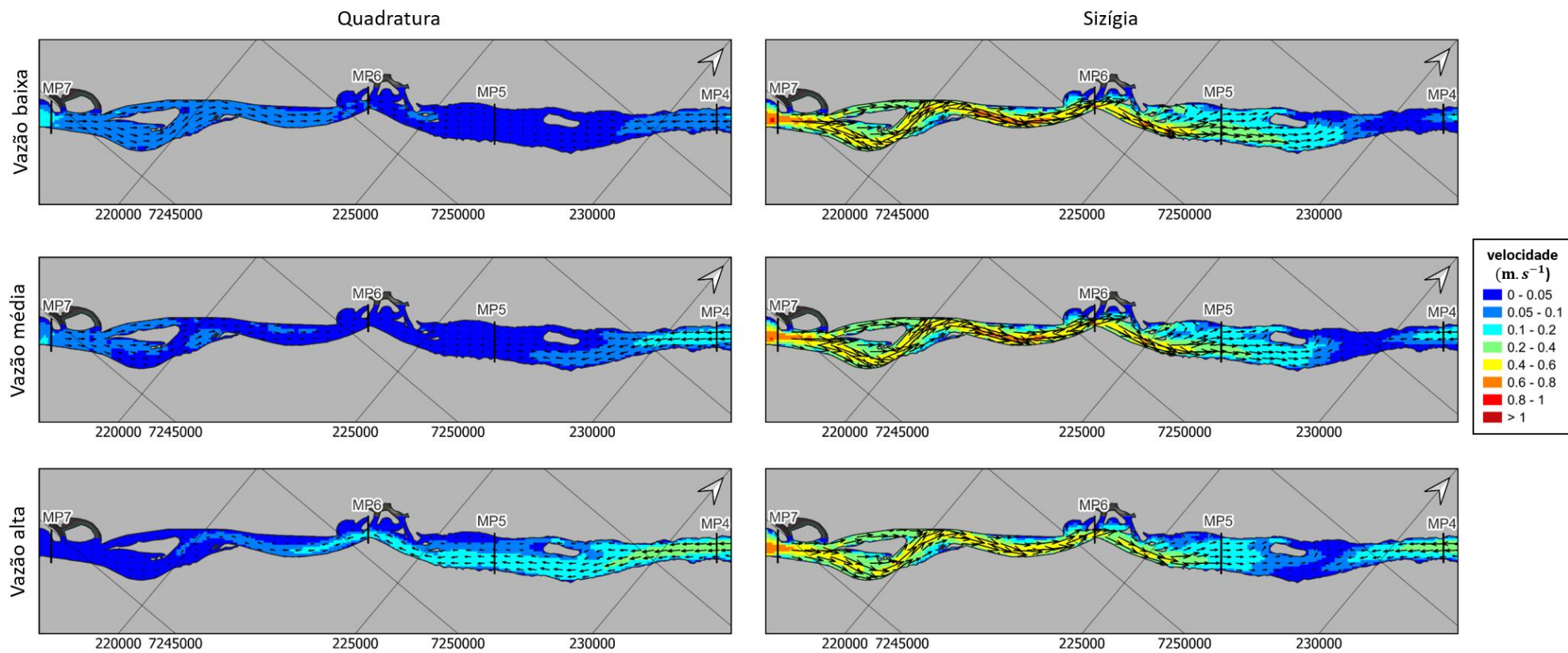


Figura 7.33 Intensidade das correntes de enchente na região central do Mar Pequeno nos cenários de baixa, média e alta descarga fluvial em condição de quadratura e sizígia

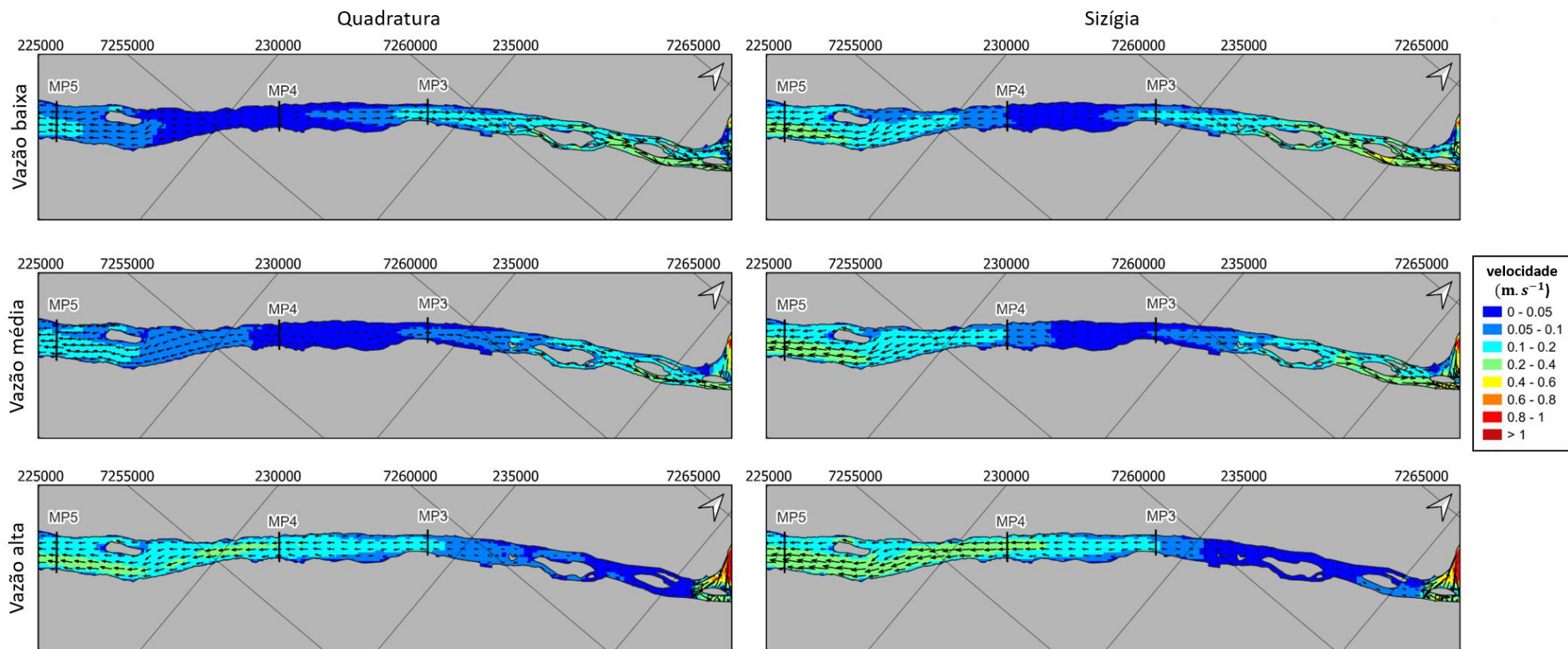


Figura 7.34 Intensidade das correntes de vazante na região central do Mar Pequeno nos cenários de baixa, média e alta descarga fluvial em condição de quadratura e sizígia

Comparando os valores máximos de velocidade das correntes nos pontos distribuídos no sul do estuário nos cenários de mínima e máxima vazão fluvial (Tabela 7.11), verifica-se que os efeitos da vazão fluvial foram reduzidos, em razão da distância do Valo Grande.

Tabela 7.11 Velocidade das correntes nos pontos localizados no sul do estuário

Ponto	média (14 dias)			máxima					
	Qmin	Qm	Qmáx	Qmin		Qm		Qmáx	
				Q	S	Q	S	Q	S
dCan	0.33	0.33	0.33	0.33	0.82	0.33	0.81	0.34	0.83
mCanS	0.37	0.37	0.37	0.41	0.82	0.42	0.83	0.43	0.85
mCanN	0.30	0.30	0.30	0.29	0.59	0.30	0.58	0.34	0.56
BT	0.22	0.22	0.22	0.22	0.53	0.22	0.53	0.22	0.53
mCubS	0.22	0.23	0.22	0.22	0.53	0.23	0.53	0.23	0.53
mCubN	0.23	0.23	0.23	0.19	0.52	0.20	0.50	0.23	0.48

O aumento de cerca de 5 vezes do cenário de mínima vazão para o de máxima, resulta em um aumento na velocidade de cerca de $0,01 \text{ m.s}^{-1}$ na desembocadura de Cananéia e de $0,02 \text{ m.s}^{-1}$ no ponto mCanS, para as duas condições. Na seção mCubS, a velocidade máxima no cenário atual é cerca de $0,01 \text{ m.s}^{-1}$ maior na quadratura e $0,01 \text{ m.s}^{-1}$ menor na sizígia. Os máximos apresentam valores próximos durante a quadratura na Baía do Trapandé e na sizígia, é $0,01 \text{ m.s}^{-1}$ maior no cenário de alta vazão. Maiores diferenças são observadas nos pontos mais interiores, mCanN e mCubN, $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e mCanN $-0,03 \text{ m.s}^{-1}$ e mCubN $-0,04 \text{ m.s}^{-1}$ na sizígia

7.5.3.2. Descarga instantânea e descarga acumulada

Os resultados das séries temporais descarga instantânea nas seções do Valo Grande e do rio Ribeira de Iguape localizadas após a bifurcação de Três Barras mostram que o canal possui fluxos mais intensos comparados ao curso natural do rio para os Três cenários de descarga fluvial (Figura 7.35). Em condição de descarga fluvial média, o fluxo médio via curso natural do Rio Ribeira de Iguape é cerca de 34% ($105,7 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) menor comparado ao fluxo médio no Valo Grande. Com o aumento da descarga, a diferença aumenta para 35% ($277,1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) e com a redução da descarga diminui para 32% ($38,4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$).

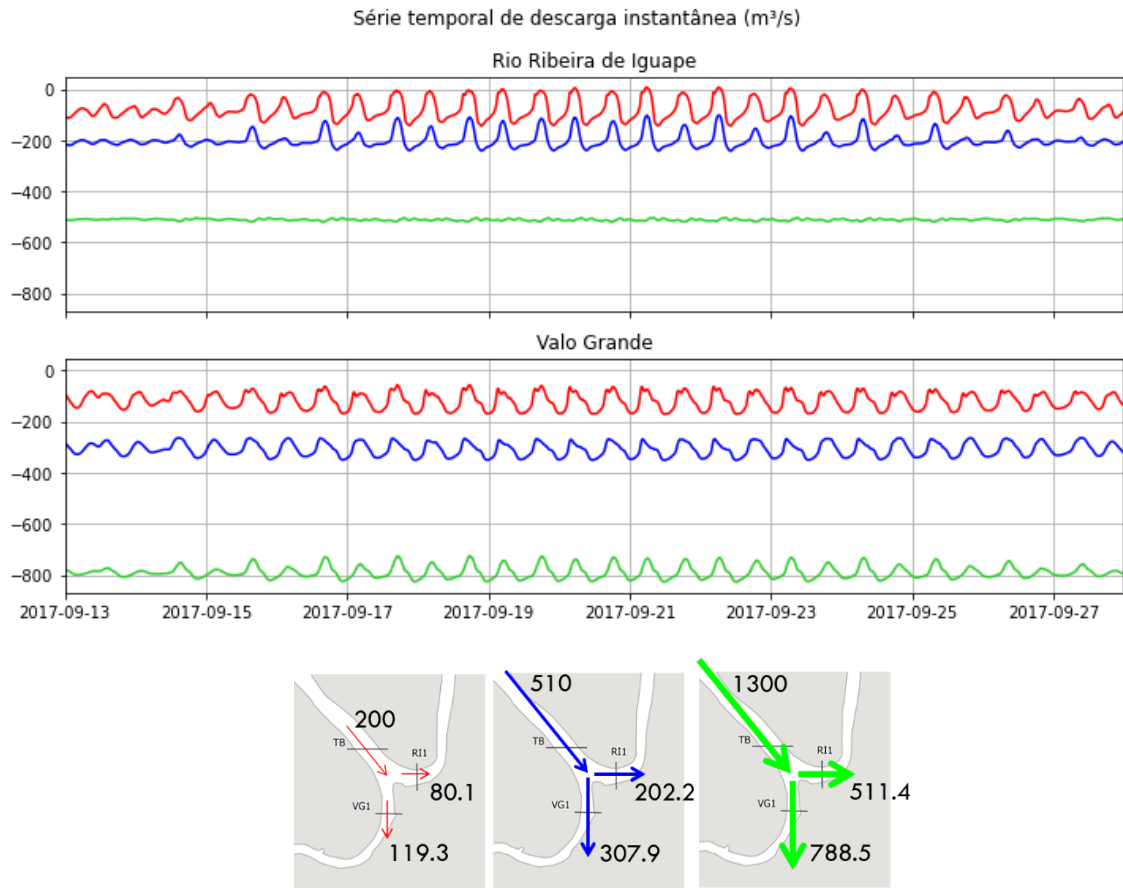


Figura 7.35 Série temporal de descarga instantânea nas seções após a bifurcação de Três Barras (superior). Representação esquemática da divisão de fluxo residual médio na região de Três Barras (inferior)

Como esperado, o volume líquido transportado através do Valo Grande é maior em relação ao volume transportado através do rio Ribeira de Iguape (Figura 7.36). A descarga acumulada no Valo Grande corresponde à cerca de 61% da descarga acumulada na seção do rio Ribeira de Iguape antes da bifurcação no cenário de descarga fluvial máxima. No cenário de descarga fluvial média essa porcentagem diminui para 60% e no cenário de mínima descarga para 59%.

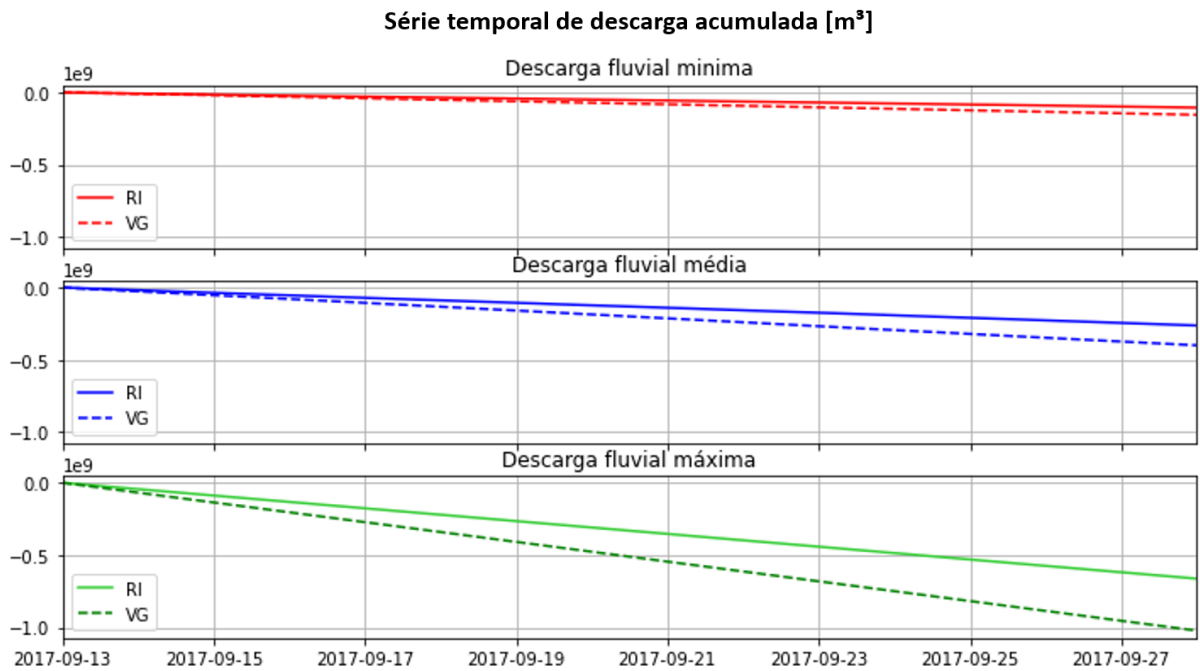


Figura 7.36 Série temporal da descarga acumulada nas seções do Valo Grande e Rio Ribeira de Iguape após a bifurcação em Três Barras

Os histogramas apresentados na Figura 7.37 mostram que o fluxo residual no cenário de máxima descarga é de vazante em todas as seções fluviais durante os 14 dias de simulação, enquanto no cenário de mínima descarga observa-se que a ocorrência de fluxos de enchente se estende até a seção RI1, mostrando que valores mais altos de vazão fluvial correspondem a menores distâncias de penetração da maré no interior do rio, uma característica que mostra que a descarga fluvial determina o alcance da maré.

Histogramas de descarga instantânea nas seções do rio Ribeira de Iguape

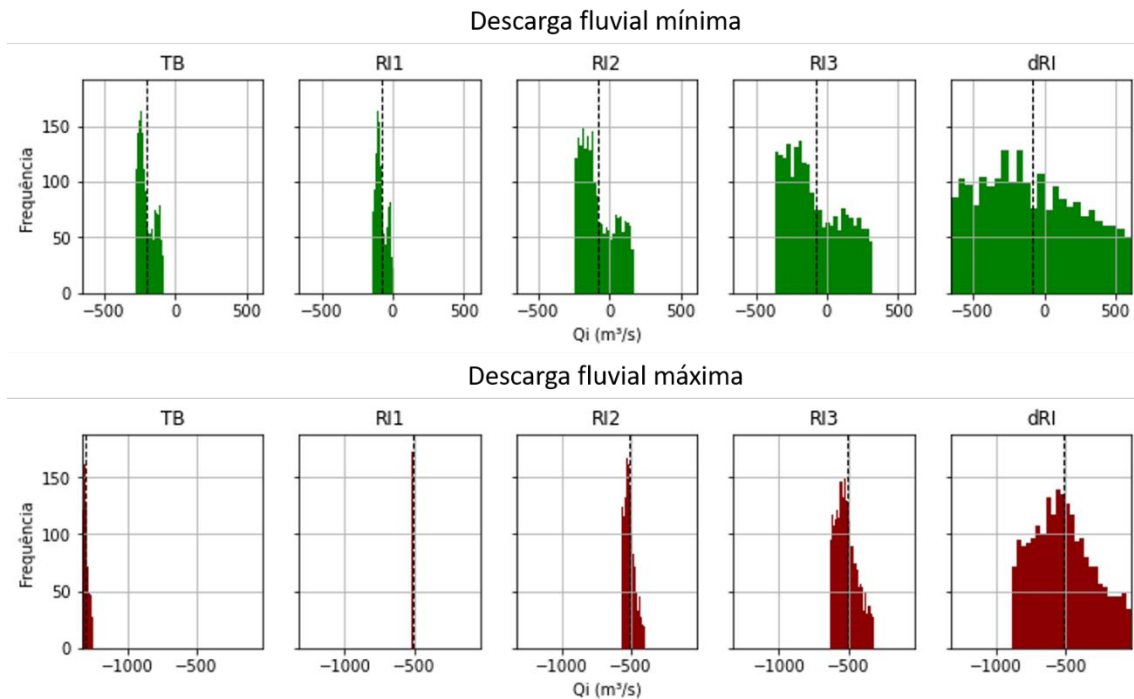


Figura 7.37 Histogramas de descarga instantânea nas seções fluviais

Na região da Barra do Icapara (Figura 7.38), o fluxo residual na desembocadura do Mar de Iguape possui maior amplitude e intensidade média comparado ao da desembocadura do rio Ribeira de Iguape para os três cenários de descarga fluvial. A diferença entre os fluxos residuais médios é maior em situação de descarga mínima, onde o fluxo médio na desembocadura do Rio Ribeira de Iguape é $-81,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e na desembocadura de Icapara é $-97,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (é 27% menor), No cenário de descarga média, o fluxo médio na desembocadura fluvial é $-202,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (22% menor) comparado ao fluxo na desembocadura estuarina que é $-230,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e o fluxo médio na desembocadura fluvial é $-511,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e na do estuário é $-568,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ no cenário de máxima descarga (10% menor).

A diferença de amplitude nas duas desembocaduras é menor no cenário de baixa vazão fluvial durante a sizígia, em que a amplitude na desembocadura de Icapara é cerca de 3 vezes maior comparada a amplitude na desembocadura fluvial, e em situação de alta vazão fluvial e maré de quadratura maiores diferenças são observadas, a amplitude na desembocadura estuarina é em torno de 4,7 vezes maior comparada a do rio.

As máximas descargas de enchente aumentam com a amplitude da maré e diminuem com a descarga fluvial. No cenário de baixa vazão fluvial durante a maré de quadratura, a descarga de enchente é máxima, $145,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ na desembocadura do rio Ribeira de Iguape e

695,7 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ na desembocadura de Icapara. No cenário de alta vazão fluvial e maré de sizígia, menores valores são observados, de 111,4 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ (reduz cerca de 84%) na desembocadura do estuário e na desembocadura do rio, não ocorre inversão de sentido, o fluxo de vazante é reduzido para -365,2 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ (é 2,5 vezes maior, mas com sentido oposto).

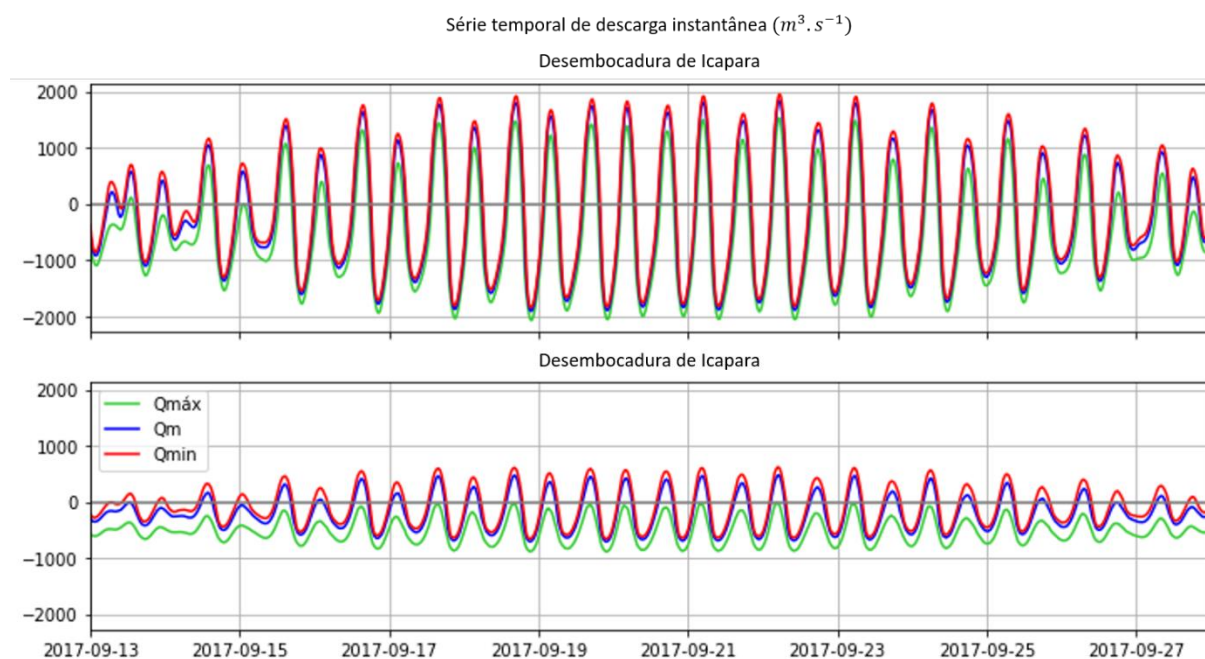
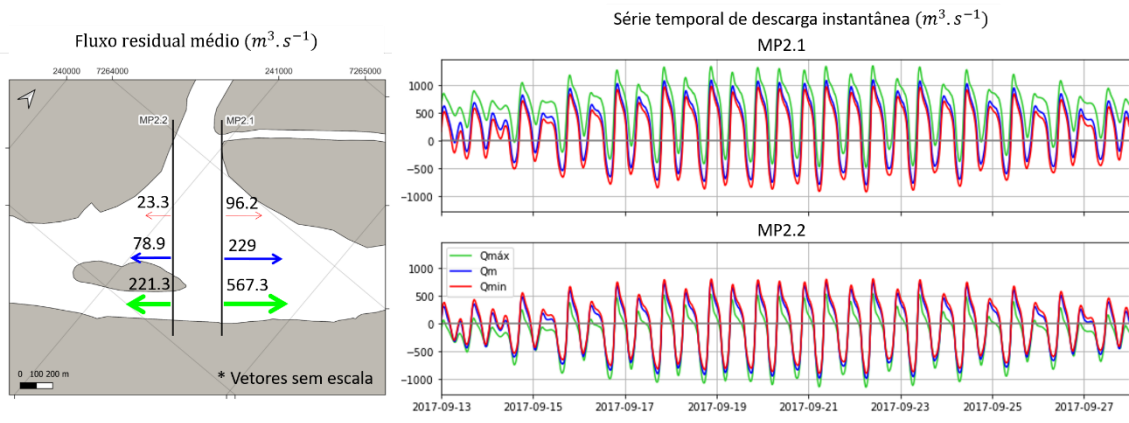


Figura 7.38 Série temporal de descarga instantânea nas desembocaduras de Icapara e do Rio Ribeira de Iguape

As máximas descargas de vazante aumentam com a descarga fluvial e com a amplitude da maré. Na desembocadura do rio Ribeira de Iguape, os máximos de vazante aumentam de -349,9 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ no cenário de mínima descarga e maré de quadratura para -884,8 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ no cenário de máxima descarga e maré de sizígia (aumenta cerca de 2,5 vezes). O aumento é de -1032,4 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ para -2070,8 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ na desembocadura do Mar Pequeno.

A partir das séries temporais de descarga instantânea nas seções localizadas na desembocadura do Valo Grande (Figura 7.39), observa-se que o aumento da vazão fluvial favorece a descarga de fluxo na seção MP2.1 e a redução da vazão favorece a descarga de refluxo. O oposto é verificado na seção MP2.2, onde a descarga de fluxo é maior no cenário de baixa vazão fluvial e a descarga de refluxo atinge maior intensidade no cenário da máxima descarga fluvial.



Figura

7.39 Divisão de fluxo residual médio na desembocadura do Valo Grande (esquerda). Variação da descarga instantânea nas seções MP3.1 e MP3.2 em um dia lunar em condição de maré de quadratura e de sizígia (direita)

Na seção MP2.1, os máximos de fluxo são maiores comparados ao de refluxo e a diferença aumenta com o aumento da descarga e diminui na sizígia. Em situação de descarga fluvial mínima e maré de sizígia, o máximo de fluxo é $45,1 m^3 \cdot s^{-1}$ maior comparado ao máximo de refluxo e em situação de máxima descarga e maré de quadratura, a diferença chega a $1119,4 m^3 \cdot s^{-1}$.

Na seção MP2.2 os máximos de refluxo são maiores comparados ao de fluxo, exceto no cenário de descarga fluvial mínima e maré de quadratura, que o máximo de fluxo é $36,8 m^3 \cdot s^{-1}$ maior. A diferença aumenta com aumento da descarga e com a amplitude de maré na sizígia, a diferença é de $620,6 m^3 \cdot s^{-1}$ em situação de máxima descarga e maré de sizígia.

Comparando os máximos nas duas seções, nos cenários de média e alta descarga fluvial, a diferença entre os máximos de fluxo não muda muito da quadratura para sizígia. A diferença entre os máximos de refluxo é maior na quadratura no cenário de descarga média e no de descarga máxima é maior sizígia. No cenário de descarga mínima, máximo de fluxo é maior na sizígia e o de refluxo é $53,5 m^3 \cdot s^{-1}$ menor na quadratura e na sizígia é $25 m^3 \cdot s^{-1}$ maior.

A Figura 7.40 mostra a variação da descarga instantânea nas seções localizadas no Mar Pequeno para os três cenários de descarga fluvial em condição de maré de quadratura e sizígia em um dia lunar (25h). Os valores de máximas descargas instantâneas de fluxo e refluxo nessas seções no cenário de baixa e alta vazão fluvial encontram-se na Tabela 7.13.

Como esperado a seção MP1 apresenta o mesmo padrão de comportamento que a seção MP2.1, com diferenças maiores devido a maior influência da maré nessa seção. As demais seções acompanham o comportamento da seção MP2.2, onde maiores diferenças entre os cenários são observadas e diminuem com o aumento da distância do Valo Grande.

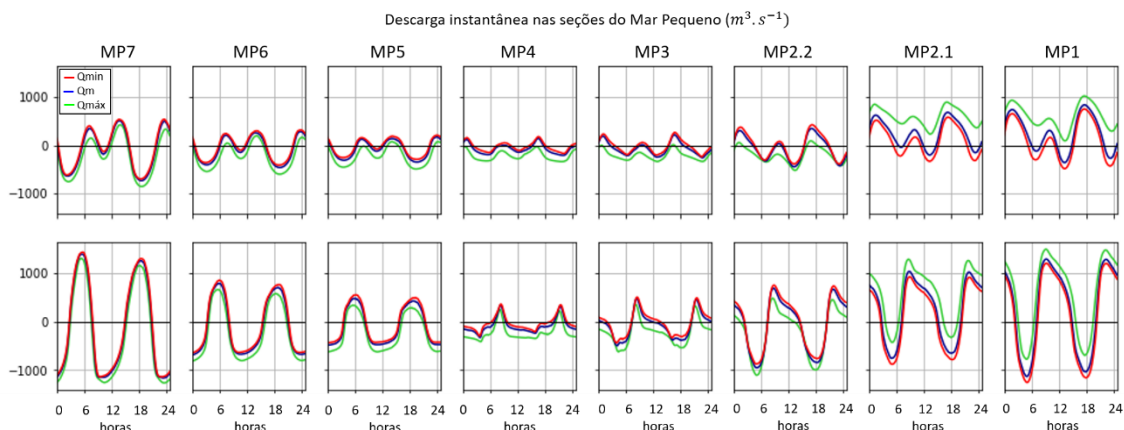


Figura 7.40 Descarga instantânea nas seções do Mar Pequeno em um dia lunar (25) nos cenários de baixa, média e alta vazão fluvial em condição de quadratura (superior) e sizígia (inferior)

Tabela 7.13 Máxima descarga instantânea de fluxo e de refluxo nas seções do Mar Pequeno nos cenários de baixa e alta vazão em condições de quadratura e de sizígia

	Baixa vazão				Alta vazão			
	Quadratura		Sizígia		Quadratura		Sizígia	
	Neg	Pos	Neg	Pos	Neg	Pos	Neg	Pos
dMP	-1032.4	695.7	-1841.2	1949.1	-1276.4	111.4	-2070.8	1530.1
MP1	-748.6	484.1	-1264.6	1332.4	-1017.6	-92.4	-1554.7	862.9
MP2.1	-332.8	579.1	-927.7	972.7	228.5	890.9	-486.7	1341.7
MP2.2	-386.4	423.1	-902.7	799.1	-519.1	90.3	-1152.9	532.3
MP3	-234.8	264.0	-436.3	547.3	-335.9	11.6	-628.1	401.4
MP4	-168.7	177.5	-295.7	392.3	-337.9	-26.6	-412.1	288.9
MP5	-290.2	206.1	-442.0	584.2	-491.2	76.8	-634.7	356.7
MP6	-410.2	315.4	-658.0	908.2	-598.3	195.1	-825.0	706.7
MP7	-697.1	536.0	-1191.8	1522.5	-852.4	422.3	-1308.3	1373.7

No sul do estuário, as seções mCanN e mCubN são as que apresentam maiores diferença entre os máximos de enchente e vazante no cenário de baixa e alta vazão fluvial (Figura 7.41).

Os máximos diminuem com o aumento da descarga, na seção mCanN o máximo de enchente é 24% maior no cenário de baixa vazão na quadratura e 6% na sizígia, na seção mCanS, as diferenças caem pela metade. Na seção mCubN, os máximos de enchente são 18% maior no cenário de baixa na vazão na maré de quadratura e na sizígia é 11%. Nas demais seções as diferenças variam entre 0 e 4%.

A diferença entre os máximos de vazante são maiores diferenças na maré de quadratura, na seção mCanN os máximos de vazante são cerca de 14% maior no cenário e na mCubN 24%, na sizígia as diferenças diminuem para, respectivamente, 5% e 10%. Nas demais seções, os

máximos de vazante são entre 2% e 4% maior no cenário de alta vazão.

A diferença entre as descargas máximas de enchente e vazante com a redução e aumento da vazão fluvial em relação ao cenário de vazão média pode ser observado a partir da Tabela 7.14.

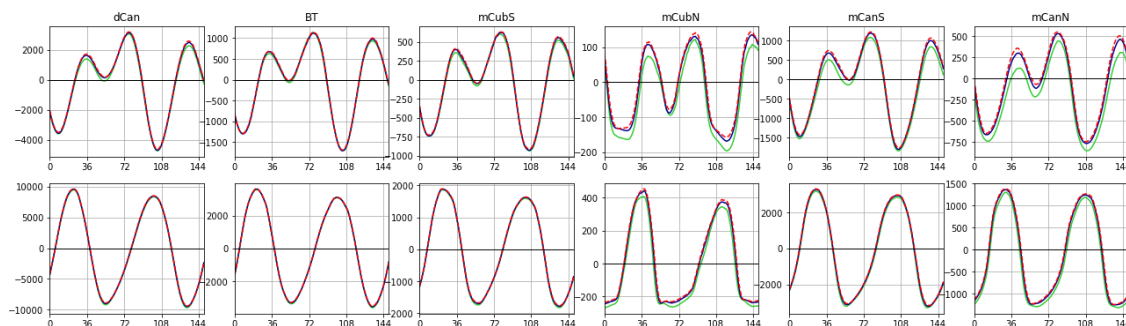


Figura 7.41 Descarga instantânea nas seções distribuídas no sul do estuário em um dia lunar (25) nos cenários de baixa (vermelho), média (azul) e alta (verde) vazão fluvial em condição de quadratura (superior) e sizígia (inferior)

Tabela 7.14 Descarga instantânea máxima de enchente e vazante no cenário de vazão média e diferença entre os cenários de vazão mínima e máxima em relação ao cenário de vazão média durante a maré de quadratura e de sizígia

Seção	Qmin - Qm				Qm				Qmáx - Qm			
	Quad		Siz		Quad		Siz		Quad		Siz	
	V	E	V	E	V	E	V	E	V	E	V	E
dCan	68.3	58.2	115.4	37.8	-4699.6	3139.4	-9823.9	10166.3	-31.3	-71.2	-216.9	-116.8
mCanS	32.4	30.5	60.5	28.8	-1794.1	1187.2	-3358.7	3456.5	-37.7	-106.9	-85.5	-85.9
mCanN	20.9	18.4	7.6	18.2	-765.6	534.5	-1310.1	1429.7	-86.7	-88.4	-52.3	-64.0
BT	15.2	31.1	27.5	8.5	-1713.5	1119.4	-3656.5	3808.1	3.9	28.3	-59.6	-24.2
mCubS	17.4	10.2	26.7	7.8	-930.6	623.2	-1840.9	1968.6	-6.2	-15.6	-48.7	-18.1
mCubN	10.8	8.4	3.7	12.1	-168.3	135.0	-253.5	478.8	-27.2	-13.0	-21.9	-37.6

Comparando o fluxo residual médio nas três situações de vazão fluvial (Figura 7.42), o fluxo residual médio nas seções do Mar de Iguape tem direção ao sul do estuário, com menores valores na seção MP3.2 e aumentam progressivamente até a seção MP9. Esse aumento é maior no cenário de baixa vazão, cerca de 21%, no cenário de vazão média é de 6% e no de máxima vazão é de apenas 2%. Os diferentes volumes de vazão fluvial afetam de maneira diferente a circulação do sul do estuário. O fluxo médio no Mar de Cananéia é intensificado com o aumento da descarga, no cenário de vazão alta é cerca de 4,5 vezes maior comparado ao cenário de baixa vazão e na desembocadura de Cananéia é em torno de 6 vezes maior.

Maiores diferenças são observadas no Mar de Cubatão e Baía do Trapandé, com a redução da descarga, ocorre a inversão do fluxo residual nessa região, que passa a ser de enchente e com maior intensidade comparado ao cenário de vazão média. A vazão fluvial máxima é cerca de 2,5 maior comparada à média, e resulta em fluxos residuais médios quase 30 vezes maior no Mar de Cubatão e em torno de 11 vezes na Baía do Trapandé.

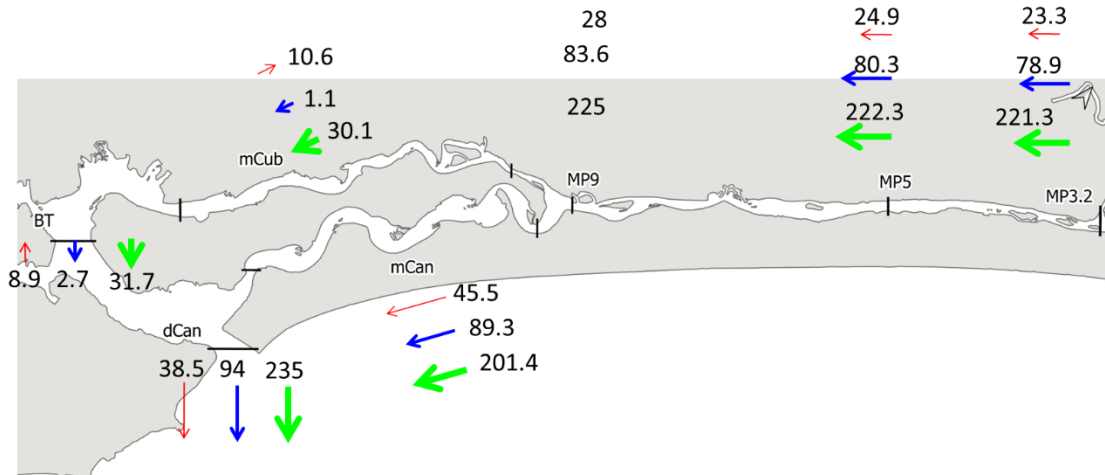


Figura 7.42 Fluxo residual médio (m³/s) nos cenários de baixa (vermelho), média (azul) e alta (verde) vazão fluvial

Em termos de volume líquido atravessando as seções, o volume transportado através da seção MP2.1 é cerca de 2,5 vezes maior comparado ao volume que atravessa a seção MP2.2 no cenário de baixa vazão. Essa diferença aumenta para quase 3 vezes em situação de vazão média e para aproximadamente 4 vezes no cenário de vazão alta (Figura 7.43).

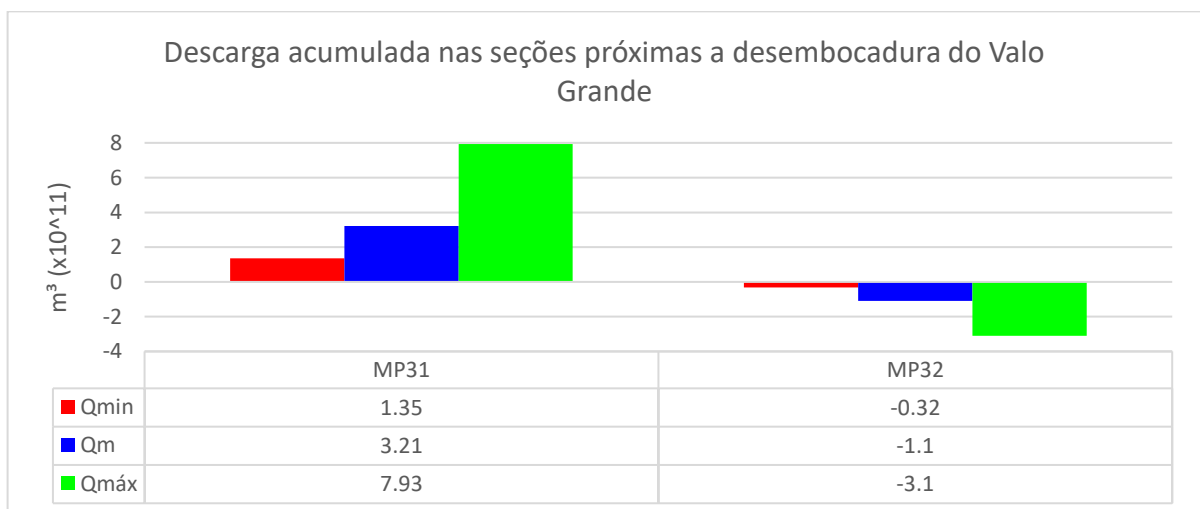


Figura 7.43 Descarga acumulada durante os 14 dias de simulação nas seções próximas a desembocadura do Valo Grande

A descarga acumulada nas seções do Mar Pequeno, aumenta da seção MP2.1 em direção a desembocadura e da MP2.2 em direção a extremidade do Mar Pequeno (MP7). Com o aumento da vazão fluvial, a diferença entre o volume líquido transportado através a seção MP9 e a desembocadura do Mar Pequeno diminui, no cenário de baixa vazão o volume de massa de água transportado através da seção MP9 corresponde a cerca de 30% do volume líquido que atravessa a desembocadura, no cenário de vazão média corresponde a 37% e no de alta 40%.

O volume transportado através de todas as seções do interior do Mar Pequeno está apresentado na Figura 7.45. Na Tabela 7.12 estão apresentados os valores de descarga acumulada em todas as seções distribuídas pelo sistema após 14 dias de simulação.

Tabela 7.12 Descarga acumulada (m³) nas seções distribuídas pelo sistema nos cenários de baixa, média e alta vazão fluvial

	Domínio fluvial				Mar Pequeno				Sul do Estuário		
	Qmin	Qm	Qmáx		Qmin	Qm	Qmáx		Qmin	Qm	Qmáx
TB	-2.59	-6.61	-16.84	dMP	-1.26	-2.98	-7.36	dCan	-0.49	-1.21	-3.04
VG	-1.55	-3.99	-10.21	MP1	-1.25	-2.97	-7.35	BT	0.12	-0.03	-0.41
RI1	-1.05	-2.62	-6.63	MP2.1	1.25	2.97	7.35	mCubS	0.14	-0.01	-0.39
	-1.05	-2.62	-6.63	MP2.2	-0.30	-1.02	-2.87	mCubN			
				MP3	-0.31	-1.03	-2.87	mCanS			
				MP4	-0.32	-1.04	-2.88	mCanN			
				MP5	-0.34	-1.06	-2.89				
				MP6	-0.35	-1.06	-2.90				
				MP7	-0.36	-1.08	-2.92				

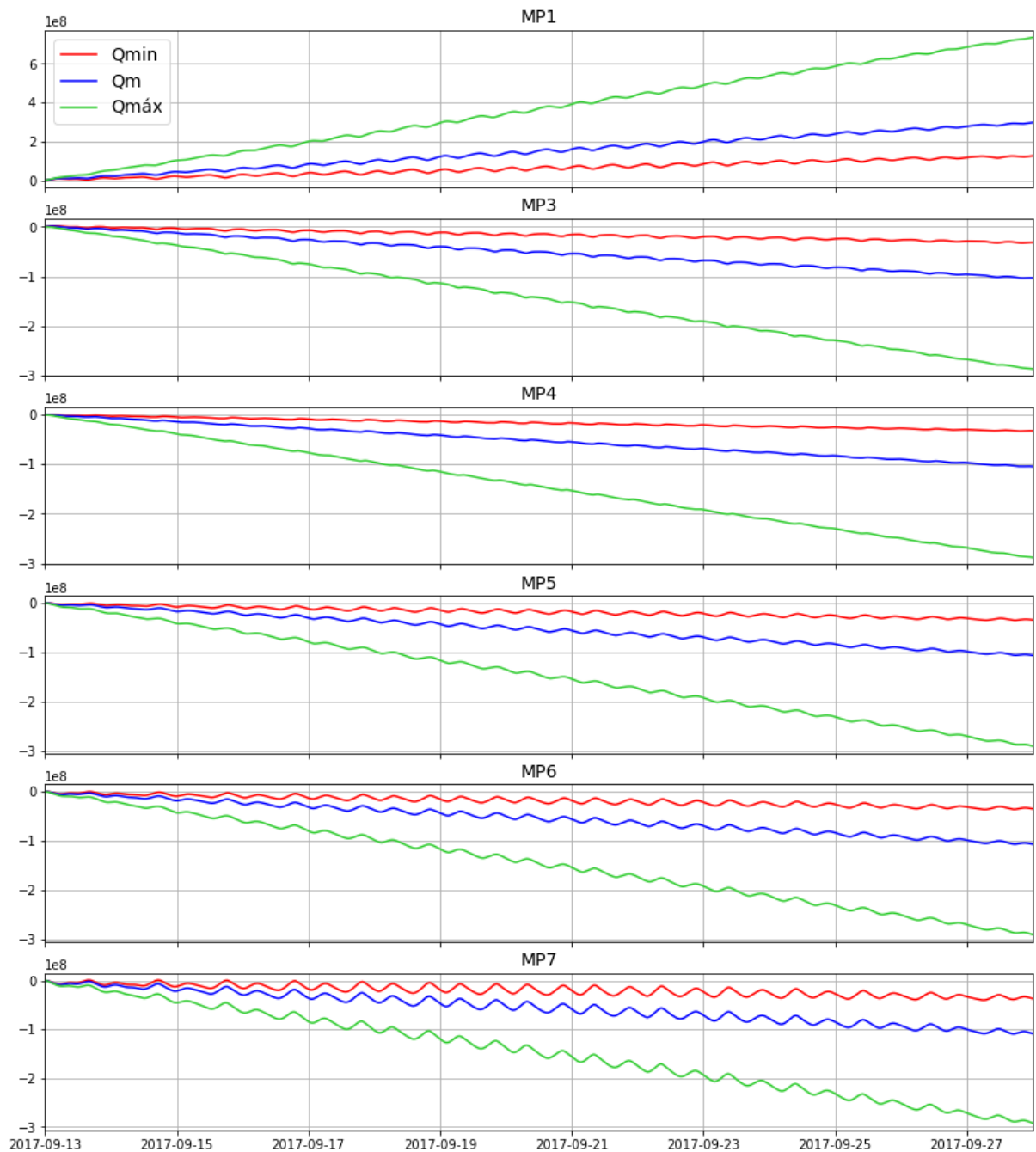


Figura 7.45 Série temporal da descarga acumulada nas seções do Mar Pequeno

O aumento da vazão fluvial favorece o transporte de massa de água em toda região sul do estuário (Figura 7.46). Na região do Mar de Cananéia, o fluxo de vazante é intensificado e altera o padrão de fluxo da região da Baía do Trapandé e do Mar de Cubatão, comparado ao cenário de vazão média. Resultando na intensificação do caráter exportador da desembocadura de Cananéia. Por sua vez, no cenário de baixa vazão, o caráter levemente importador observado na Baía do Trapandé e no Mar de Cubatão no cenário de vazão média é acentuado e o caráter exportador do Mar e desembocadura de Cananéia são reduzidos.

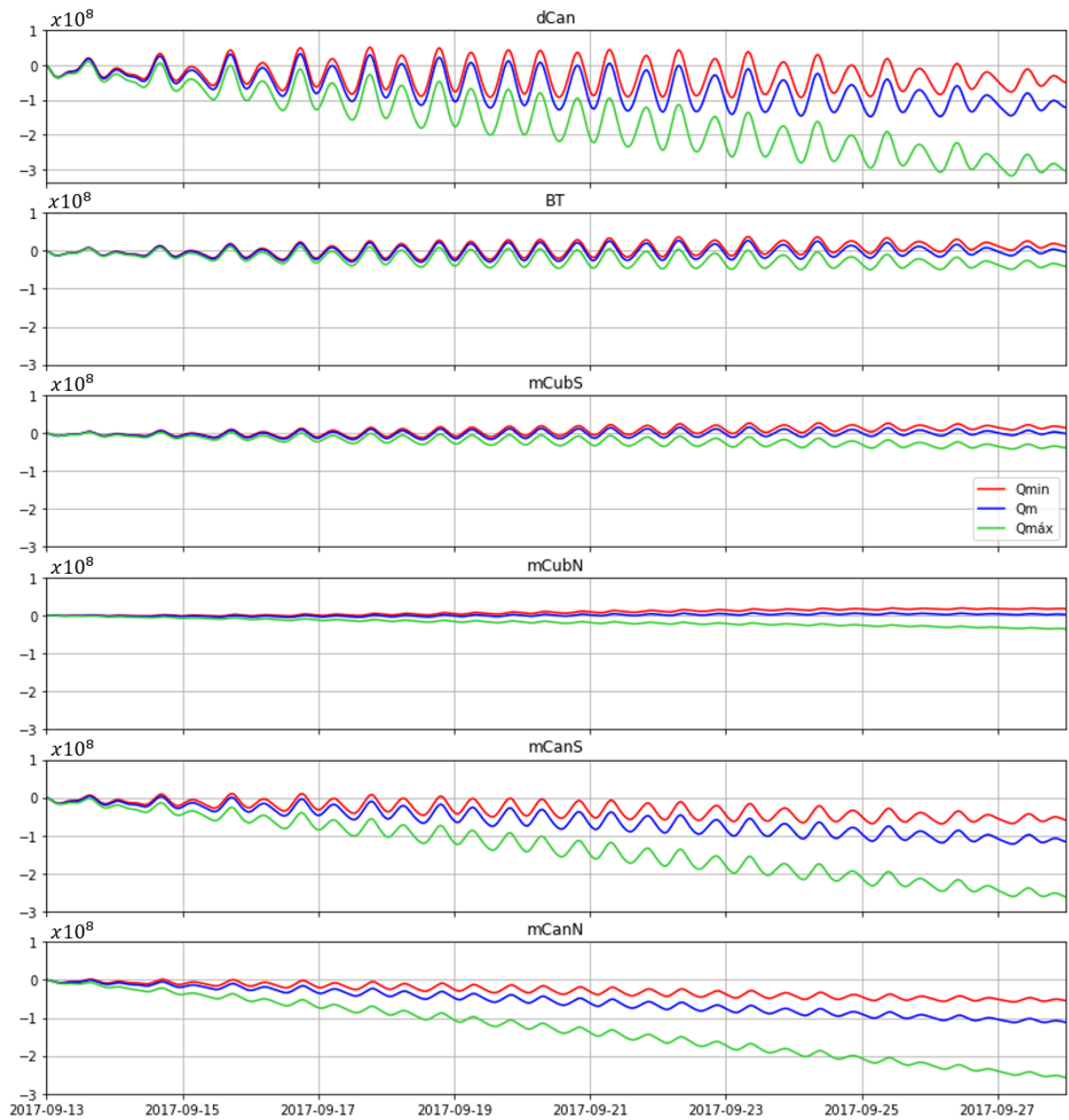


Figura 7.46 Séries temporais de descarga acumulada nas seções localizadas no sul do estuário nos cenários de baixa, média e alta vazão fluvial

8. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A aplicação de um modelo numérico calibrado, representando as características atuais do SELCI, permitiu simular o comportamento do sistema com a morfologia anterior à abertura do canal do Valo Grande e reconhecer as mudanças na circulação do sistema em função da abertura do canal.

Na ausência do Valo Grande, a circulação no sistema era condicionada pela propagação da maré. As correntes de maré que entram no sistema pela desembocadura de Cananéia mostraram-se de fundamental importância para manutenção da desembocadura de Icapara.

Os resultados das simulações permitiram verificar que a abertura do canal do Valo Grande ocasionou grandes transformações nas características hidrodinâmicas do SELCI. Concluindo-se que a abertura do Valo Grande introduz grande volume líquido no estuário, uma vez que, o Ribeira de Iguape adotou o canal como seu curso principal.

Como resultado do maior volume de água circulando no estuário, houve uma intensificação da hidrodinâmica do estuário como um todo. O caráter levemente exportador da desembocadura de Icapara foi intensificado e o Mar Pequeno, que antes importava massa de água do sul do estuário, tornou-se uma região exportadora para essa região, transformando o SELCI em um ambiente exportador de massas d'água.

As simulações dos cenários de baixa, média e alta vazão fluvial permitiram determinar a influência relativa dessa forçante na circulação estuarina e na hidrodinâmica das desembocaduras do sistema. Os resultados dessas simulações mostraram que o volume de descarga fluvial influencia a circulação de todo o sistema.

O transporte de volume líquido através do Valo Grande é maior comparado ao do curso natural do Rio Ribeira de Iguape para as três situações de vazão fluvial, a diferença diminui com o aumento da descarga.

Em relação a circulação estuarina, a redução da descarga favorece a propagação das correntes de maré que entram no estuário pela Barra de Cananéia, por sua vez, o aumento da descarga reduz o seu alcance. Essas diferenças levam a mudanças no comportamento no transporte de massa de água entre os três cenários. O aumento de vazão fluvial intensifica o caráter exportador das duas Barras do SELCI, enquanto com a redução, esse caráter é atenuando, resultando na inversão do transporte residual na região da Baía do Trapandé e mar de Cubatão.

As principais limitações do uso do modelo foram:

- A resolução da grade numérica, que não conseguiu representar a totalidade dos processos hidrodinâmicos e feições do sistema, e não permitiu um alto grau de detalhamento da batimetria, resultando em diferenças de intensidade das correntes. Para reduzir os erros de interpolação da batimetria e melhorar a representação da fisiografia do sistema, seria necessário utilizar grades com um alto grau de refinamento. Porém, devido a extensão do sistema (mais de 70km), implementar grades de alta resolução, torna-se inviável, pois o tempo computacional exigido seria excessivamente alto.
- O cenário histórico é uma representação esquemática. Apesar de ser anterior a abertura do Valo Grande, o documento utilizado como referência para determinar a linha de costa, demandou algumas aproximações, devido à falta de escala. Por sua vez, os dados batimétricos mais antigos encontrados na literatura são posteriores a abertura do canal. Além disso, ausência de dados hidrodinâmicos anteriores a abertura do Valo Grande inviabilizou a calibração do cenário histórico.
- As limitações intrínsecas a própria modelagem numérica, mesmo calibrado, os resultados do modelo são representações e, portanto, são uma aproximação dos processos que realmente ocorrem no ambiente.

Apesar das limitações, de forma geral, o modelo conseguiu reproduzir bem os fenômenos observados no ambiente. Assim, a aplicação do modelo permitiu a obtenção de importantes resultados a respeito dos processos hidrodinâmicos que atuam e que atuavam no SELCI antes da abertura do Valo Grande, levando ao cumprimento dos objetivos propostos no presente trabalho.

A circulação estuarina é condicionada por uma série de variáveis, como marés, ondas, descarga fluvial, densidade, etc., que atuam simultaneamente e em diferentes escalas de tempo. Em vista disso, para futuros trabalhos, sugere-se incorporar dados de ondas nas simulações e a implementação de um modelo numérico 3D, para avaliar a influência da circulação gravitacional. A fim de melhorar os resultados obtidos neste estudo, recomenda-se também, o levantamento de dados para a calibração e validação na região norte do sistema.

Sugere-se ainda adicionar um canal hipotético do Valo Grande, com suas dimensões iniciais (2x4m) e incorporar o módulo de transportes de sedimentos nas simulações do cenário histórico original, para avaliar a morfodinâmica do sistema antes da abertura do canal, e desse novo cenário, para verificar a evolução temporal da dinâmica sedimentar do sistema logo após a abertura do canal.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCÁNTARA-CARRIÓ, J.; DINKEL, T. M.; PORTZ, L.; MAHIQUES, M. M. Two new conceptual models for the formation and degradation of baymouth spits by longshore drift and fluvial discharge (Iguape, Se Brazil). **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, p. 695-709, 2017.

AMBROSIO, B. G. **Dinâmica da desembocadura lagunar de Cananéia, litoral sul do estado de São Paulo**. 2016. 149f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Geológica) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

ARAGON, C. C. **Morfodinâmica das Desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape, São Paulo**. 2017. 128f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Geológica) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

BERGAMO, A. L. **Características da hidrografia, circulação e transporte de sal: Barra de Cananéia, sul do Mar de Cananéia e Baía de Trapandé**. 2000. 214f. (Mestrado em Oceanografia) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

BONETTI FILHO, J.; MIRANDA, L. B. Estimativa da descarga de água doce no Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 45, n.1/2, p. 89-94, 1997.

BONETTI FILHO, J.; CONTI, L. A.; FURTADO, V. V. Suspended sediment concentration variability and its relation to tidal currents in a microtidal estuarine system. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 3, p. 485-494, 1996.

BOOTHROYD, J. C. Tidal inlets and tidal deltas. *In: Coastal sedimentary environments*. New York, NY: Springer, 1985. p. 445-532.

CUNHA-LIGNON, M. et al. Mangrove Forests Submitted to Depositional Processes and Salinity Variation Investigated using satellite images and vegetation structure surveys. **Journal of Coastal Research**, n. 64, p. 344-348, 2011.

DEPARTAMENTO ESTADUAL DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (DAEE). **Estudo de impacto ambiental das obras complementares da barragem do Valo Grande**. Relatório Final, 2v. 1989.

DE VRIEND, H. J., RIBBERINK, J. S. Mathematical modeling of meso-tidal barrier island coasts part II: process-based simulation models. *In*: Liu, P. L. F. (Ed.). **Advances in Coastal Engineering**, v. 2. World Scientific Publishing, 1996. pp. 151-197.

DELTARES. **Delft3D-FLOW**: Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. Version 3.15.34158. Delft (Netherlands): Deltares Systems, 2014. 710p.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. **Porto de Cananéia**. 4. ed. Rio de Janeiro: DHN, 2004. Disponível em: <https://www.marinha.mil.br/chm/dados-do-segnav/cartas-raster>. Acesso em: 13 abr. 2019.

DIONNE, J. C. Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 7, 1963. p. 36-44.

DYER, K. R. Sediment transport processes in estuaries. *In*: **Developments in Sedimentology**. Elsevier, 1995. p. 423-449.

FAIRBRIDGE, R. W. The estuary: its definition and geodynamic cycle. *In*: OLAUSSON, E.; CATO, I. (eds.). **Chemistry and biochemistry of estuaries**. New Jersey: John Wiley & Sons, 1980. p. 1-36.

FILGUEIRA, R.; GUYONDET, T.; COMEAU, L. A.; GRANT, J. Storm-induced changes in coastal geomorphology control estuarine secondary productivity. **Earth's Future**, v. 2, p. 1-6, 2013. doi:10.1002/2013EF000145.

FITZGERALD, D. M.; KRAUS, N. C.; HANDS, E. B. **Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets**. US Army Corps of Engineers, CHETN-IV-30, 2000. 10p.

FITZGERALD, D. M. 1988. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. *In: Estuarine cohesive sediment dynamics*. Lecture notes on coastal estuarine studies. MEHTA, A. J. (ed.). New York, NY: Springer, 1988. p. 186-225.

GEOBRÁS ENGENHARIA E FUNDAÇÕES S/A. **Complexo Valo Grande, Mar Pequeno, rio Ribeira de Iguape**. Relatório Geobrás, S/A, Engenharia e Fundações para o Serviço do Vale do Ribeira, DAEE, São Paulo, v.1-2, 1966.

GIANNINI, P. C., GUEDES, C. C., DO NASCIMENTO, D. R., TANAKA, A. P., ANGULO, R. J., DE SOUZA, M. C.; ASSINE, M. L. Sedimentology and morphological evolution of the Ilha Comprida barrier system, southern São Paulo coast. *In: Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil*. Berlin, Heidelberg: Springer, 2009. pp. 177-224.

GOBLER, C. J.; CULLISON, L. A.; KOCH, F.; HARDER, T. M.; KRAUSE, J. W. Influence of freshwater flow, ocean exchange, and season cycles on phytoplankton-nutrient dynamics in a temporarily open estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 65, n. 1-2), p. 275–288, 2005.

GODIN, G. The propagation of tides up rivers with special considerations on the upper Saint Lawrence River. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 48, n. 3, p. 307-324, 1999.

GUIMARÃES, V. **Resíduos de mineração e metalurgia**: efeitos poluidores em sedimentos e em espécie biomonitora rio Ribeira de Iguape–SP, 2007. 160f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

HARARI, J. **Fundamentos de Modelagem Numérica em Oceanografia**. São Paulo, SP: SALT Sea & Limno Technology, 2015.

HU, K. et al. A 2D/3D hydrodynamic and sediment transport model for the Yangtze Estuary, China. *Journal of Marine Systems*, v. 77, n. 1-2, p. 114-136, 2009.

ITALIANI, D. M.; MAHIQUES, M. M. The geological record of anthropogenic activity in the region of Valo Grande, state of São Paulo, Brazil. **Quatern. Env. Geosci.**, v. 5 n. 2, p. 33-44, 2014.

ITALIANI, D. M.; SIEGLE, E.; NOERNBERG, M. Tidal inlet migration and formation: the case of the Ararapira inlet - Brazil. **Ocean and Coastal Research**, v. 68, e20314, p. 1-16, 2020. doi: [10.1590/s2675-28242020068314](https://doi.org/10.1590/s2675-28242020068314)

KAWAKUBO, F. S.; MORATO, R. G.; NADER, R. S.; LUCHIARI, A., Mapping changes in coastline geomorphic features using Landsat TM and ETM+ imagery: examples in southeastern Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 32, n. 9, p. 2547-2562, 2011.

KHOJASTEH, D., GLAMORE, W., HEIMHUBER, V.; FELDER, S. Sea level rise impacts on estuarine dynamics: A review. **Science of the Total Environment**, v. 780, 146470, p. 1-16, 2021.

LEPSCH, I. G. et al. **Macrozoneamento das terras da região do rio Ribeira de Iguape, SP.** (Boletim Científico, n. 19). Campinas: Instituto Agrônômico, 1990.

LESSA, G. Aspectos Básicos da Circulação Estuarina e sua relação com o Ambiente Costeiro. *In*: MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F. M.; PINHEIRO, L. S. (orgs.). **Geografia Marinha: Oceanos e Costas na Perspectiva de Geógrafos.** Rio de Janeiro: PGGM, 2020.

LINS, S. R. R. M. **Propagação das marés salina e dinâmica no rio Ipojuca-PE, Brasil.** 2018. 121f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2018.

MAHIQUES, M. M. et al. 150 years of anthropogenic metal input in a Biosphere Reserve: the case study of the Cananéia-Iguape coastal system, Southeastern Brazil. **Environmental Earth Sciences**, v. 68, n. 4, p. 1073-1087, 2013.

MARQUEZ, M. R. **Morfodinâmica de um Segmento da Praia da Ilha Comprida, Litoral Sul do Estado de São Paulo**. 2007. 137f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

MESQUITA, A.F.; HARARI, J. Tides and tide Gauges of Cananéia and Ubatuba - Brazil (lat, 24°). **Relat. int. Inst. Oceanogr.**, v. 11, p. 1-14, 1983.

MINIUSSI, I. C. **Propagação da onda de maré em tomo da Ilha de Cananéia**. Contribuições Avulsas do Instituto Oceanográfico. (Série Oceanografia Física, n. 2). 1959. p. 1-8.

MIRANDA, L. B.; CASTRO-FILHO, B. M.; KJERFVE, B. **Princípios de oceanografia Física de Estuários**. 2. ed. São Paulo. Editora da Universidade de São Paulo, 2012. p. 28-90.

MISHIMA, M.; YAMANAKA, N.; PEREIRA, O. M.; SOARES, F. C.; SINQUE, C.; AKABOSHI, S.; JACOBSEN, O. Hidrografia do Complexo Estuarino-Lagunar de Cananéia (25° S, 048° W). São Paulo, Brasil. **B. Inst. Pesca**, v. 12, n. 3, p. 109-121, 1985.

MYIAO, S. Y.; HARARI, J. Estudo preliminar da maré e das correntes de maré da região estuarina de Cananéia (lat 25°S long. 48°W). **Bol. Inst. Oceanogr. – USP**, v. 37, n. 2, p. 107-123, 1989.

MIYAO, S. Y.; NISHIHARA, L.; SARTI, C. C. Características Físicas e Químicas do Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape. **Bol. Inst. Oceanogr.**, v. 34, p. 23-36, 1986.

MOERMAN, E. **Long-term morphological modelling of the mouth of the Columbia River**. 2010. 161f. Dissertação (Master in Coastal Engineering) - Civil Engineering and Geosciences, Holanda do Sul, 2010.

NASCIMENTO JUNIOR, D. R. **Morfologia e sedimentologia ao longo do sistema praia-duna frontal da Ilha Comprida, SP**. 2006. 97f. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

NASCIMENTO JUNIOR, D. R.; GIANNINI, P. C. F.; TANAKA, A. P. B.; GUEDES, C. C.

F. Mudanças morfológicas da extremidade nordeste da Ilha Comprida (SP) nos últimos dois séculos. **Geologia USP. Série Científica**, v. 8, n. 1, p. 25-39, 2008.

PHILIPS, E. J., BADYLAK, S.; HART, J.; HAUNERT, H.; LOCKWOOD, J.; O'DONNELL, K.; SUN, D., VIVEROS, P.; YILMAZ, M. Climatic influences on autochthonous and allochthonous phytoplankton blooms in a subtropical estuary, St. Lucie Estuary, Florida, USA. **Estuaries and Coasts**, v. 35, n. 1, p. 335–352, 2012.

PISETTA, M. **Análise do processo de distribuição do material particulado em suspensão e metais associados no sistema Cananéia-Iguape (SP)**. 2010. 175f. Tese (Doutorado em Oceanografia) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

PISETTA, M. **Transporte de sedimentos por suspensão no Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape (SP)**. 2006. 179f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

PONÇANO, W.L., 1976. **Sedimentação atual na Baía de Sepetiba, Estado do Rio de Janeiro**: um estudo para a avaliação da viabilidade geotécnica de implantação de um porto. 1976. 245f. 2v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1976.

PRADO, H. B. et al. O Canal do Valo Grande no Complexo Estuarino Cananéia-Iguape (SP, Brasil): história ambiental, ecologia e perspectivas futuras. **Ambiente & Sociedade**, v. 22, e01822, p. 1-24, 2019.

PRITCHARD, D. W. What is an estuary: physical viewpoint. *In*: LAUFF, G. H. (Ed.). **Estuaries**. (v. 1). Washington, D.C.: American Association for the Advancement of Science, 1967. p. 149-176.

SAITO R. T. **Radionuclídios (Pb-210, Ra-226; Po-210 e Cs-137) no sistema costeiro Cananéia-Iguape**: Estudos Ambientais. 2002. 163f. Tese (Doutorado em Ciências na Área de Tecnologia Nuclear) - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

SANT'ANNA NETO, J. L. **Ritmo climático e a gênese das chuvas na zona costeira paulista. São Paulo. SP. Brasil.** 1990. 168f. São Paulo. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.

SANT'ANNA NETO, J. L. Decálogo da Climatologia do Sudeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, p. 43-60, 2005.

SIEGLE, E. **Sediment transport and morphodynamics at an estuary mouth: a study using coupled remote sensing and numerical modelling.** 2003. 257f. Tese (Ph.D. in Philosophy) - School of Earth, Ocean and Environmental Science. Faculty of Science. University of Plymouth, 2003.

SIEGLE, E.; HUNTLEY, D. A.; DAVIDSON, M. A. Physical controls on the dynamics of inlet sandbar systems. **Ocean Dynamics**, v. 54, n. 3-4, p. 360-373, 2004. doi: [10.1007/s10236-003-0062-7](https://doi.org/10.1007/s10236-003-0062-7)

SIEGLE, E.; COUCEIRO, M. A. A.; SOUSA, S. H. M.; FIGUEIRA, R. C. L.; SCHETTINI, C. A. F. Shoreline retraction and the opening of a new inlet: implications on estuarine processes. **Estuaries and Coasts**, v. 42, p. 2004-2019, 2019. doi: [10.1007/s12237-019-00635-w](https://doi.org/10.1007/s12237-019-00635-w)

SILVA, F. G.; SOUSA P. H. G. O.; SIEGLE, E. Longshore transport gradients and erosion processes along the Ilha Comprida (Brazil) beach system. **Ocean Dynamics**, v. 66, n. 6-7, p. 853-863, 2016.

SILVA, J. F. Dados climatológicos de Cananéia e Ubatuba (Estado de São Paulo). **Boletim Climatológico**, n. 6, p. 1-21, 1989.

SOUZA, C. R. G. **As células de deriva litorânea e a erosão nas praias do Estado de São Paulo.** 1997. 390f. 2v. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1997.

SUGUIO, K.; TESSLER, M. G., 1992. Depósitos quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP). *In: Anais* (Congresso Brasileiro de Geologia, 37). Roteiro das excursões... São

Paulo: SBG, 1992. v. 1, p. 1-31.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Formações Quaternárias Marinhas do Litoral Paulista e Sul Fluminense. *In: Anais* (International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, Special Publication). São Paulo: IGCB/IG-USP/SBG, 1978. p. 1-55.

TELES, A. P. S. S. **A evolução geológica Quaternária e a influência do Valo Grande na dinâmica sedimentar da área de Iguape, São Paulo.** 1997. 98f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 1997.

TESSLER, M. G.; GOYA, S. C. Conditioning factors of coastal processes in the Brazilian Coastal Area. **Revista do Departamento de Geografia**, n. 17, p. 11-23, 2005.

TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M. Utilization of coastal geomorphic features as indicators of longshore transport: examples of the southern coastal region of the State of São Paulo, Brasil. **Journal of Coastal Research**, v. 9, n. 3, p. 823-830, 1993.

TESSLER, M. G.; SOUZA, L. A. P. Dinâmica sedimentar e feições sedimentares identificadas na superfície de fundo do sistema Cananéia-Iguape, SP. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 46, n. 1, p. 69-83, 1988.

TESSLER, M. G.; GOYA, S. C.; YOSHIKAWA, P. S.; HURTADO, S. N. Atlas de Erosão e Progradação Costeira do Litoral do Estado de São Paulo. **Relatório Técnico, Atlas de Erosão e Progradação do litoral do Brasil**, 2004.

TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M. Utilization of coastal geomorphic features as indicators of longshore transport: examples of the southern coastal region of the State of São Paulo, Brasil. **Journal of Coastal Research**, v. 9, n. 3, p. 823-830, 1993.

TESSLER, M. G. **Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista.** 1988. 276f. Tese (Doutorado em Oceanografia) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

TRUJILLO, A. P.; THURMAN, H. V. **Essentials of Oceanography** (12th edition). Boston: Pearson Education, 2016.

VAN RIJN, L. C.; WALSTRA, D. J. R.; GRASMEIJER, B.; SUTHERLAND, J.; PAN, S.; SIERRA, J. P. The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. **Coastal Engineering**, v. 47, n. 3, p. 295-327, 2003.

WALTON, T. L.; ADAMS, W. D. Capacity of inlet outers bars to store sand. **Coastal Engineering**, n. 15 p. 1919-1937, 1976.

WOLANSKI, E.; BOORMAN, L. A.; CHÍCHARO, L.; LANGLOIS-SALIOUS, E.; LARA, R.; PLATER, A. J.; UNCLES, R. J.; ZALEWSKI, M. Ecohydrology as a tool for sustainable management of estuaries and coastal waters. **Wetlands Ecology and Management**, v. 12, p. 235-276, 2004.