

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE CIÊNCIAS FÍSICAS E MATEMÁTICAS  
CURSO BACHARELADO EM OCEANOGRAFIA**

**DIEGO MELO ARRUDA RODRIGUES**

**ANÁLISE DA VARIAÇÃO DE LINHA DE COSTA DA PRAIA DO SONHO  
(PALHOÇA-SC) FRENTE A ALTERAÇÕES FISIAGRÁFICAS E  
HIDRODINÂMICAS**

**FLORIANÓPOLIS**

**2018**

Diego Melo Arruda Rodrigues

**ANÁLISE DA VARIAÇÃO DE LINHA DE COSTA DA PRAIA DO SONHO  
(PALHOÇA-SC) FRENTE A ALTERAÇÕES FISIAGRÁFICAS E  
HIDRODINÂMICAS**

Monografia apresentada ao Curso de Bacharelado em Oceanografia, do Centro de Ciências Físicas e Matemáticas, da Universidade Federal de Santa Catarina, como requisito parcial para a obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Davide Franco.

Co-orientador: Prof<sup>a</sup>. Msc. Anna Luiza Pacheco Dalbosco

Florianópolis

2018

Rodrigues, Diego Melo Arruda

Análise da variação de linha de costa da praia do sonho (Palhoça-SC) frente a alterações fisiográficas e hidrodinâmicas. Diego Melo Arruda Rodrigues. – Florianópolis, 2018.

119 f. : il. ; 29,7cm 21cm.

TCC (Graduação em Oceanografia) – Universidade Federal de Santa Catarina, 2018.

Bibliografia: f. 106-111.

1. Praia do Sonho. 2. Alterações fisiográficas. 3. Alterações Hidrodinâmicas. 4. Erosão costeira. 5. Correntes.

Diego Melo Arruda Rodrigues

**ANÁLISE DA VARIAÇÃO DE LINHA DE COSTA DA PRAIA DO SONHO  
(PALHOÇA-SC) FRENTE A ALTERAÇÕES FISIAGRÁFICAS E  
HIDRODINÂMICAS**

Este Trabalho Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do título de Bacharelado em Oceanografia da Universidade Federal de Santa Catarina.

Florianópolis, 23 de novembro de 2018.

---

Prof<sup>a</sup>. Juliana Leonel, Dr.<sup>a</sup>  
Coordenadora do Curso

---

Prof. Davide Franco, Dr.  
Orientador  
Universidade Federal de Santa Catarina

---

Prof<sup>a</sup>. Anna Luiza Pacheco Dalbosco, Msc.  
Co-orientadora  
Universidade Federal de Santa Catarina

**Banca Examinadora:**

---

Prof<sup>a</sup>. Anna Luiza Pacheco Dalbosco, Msc.  
Co-orientadora  
Universidade Federal de Santa Catarina

---

Prof. Jarbas Bonetti, Dr.  
Universidade Federal de Santa Catarina

---

Prof. Felipe Mendonça Pimenta, Dr.  
Universidade Federal de Santa Catarina

A minha namorada, companheira e amiga Yara, ao meu irmão Ruan e cunhada Jeniffer, aos meus avós Jairo (*in memoriam*) e Luiza; Valmor e Lourdes.  
Aos meus pais Jucelio e Ceoli, a eles todos os créditos.

Dedico

## AGRADECIMENTOS

Aos meus amados pais, a minha incansável mãe e meu obstinado pai, Ceoli e Jucelio, agradeço primeiramente. Obrigado pela vida, pelo amor, pelos valores a mim passados. Daquela casinha na curva do baixio, daqueles escorpiões silvestres tirados das camas, daquela tranquilidade e água salobra da ponteira é que saiu este trabalho. A vocês devo tudo! Agradeço ao meu irmão Ruan pela parceria singular, com você eu sempre “jogarei uma”. A minha cunhada, “druginha”, Jeni, obrigado pela ternura com que me tens. Aos meus avós, saibam que é uma dádiva tê-los por perto. Ao meu irmão mais velho, Tio Norton, com você viver fica fácil. Aos meus irremediáveis e zueiros tios/primos: Nice, Gil e Pati; Bia, Gui, Victória e Bruna. Aos meus padrinhos sempre presentes Bete e Dica. Aos meus sogros Telma, Saulo, cunhado Raul e Ana, é sempre bom lavar a alma com vocês, em Santo Amaro, na Pinheira, ou em qualquer lugar.

Aos meus amigos “humanamente”, vocês “botam pá muê” a minha vida, os mais antigos: Rodolfo, Marcel e Leo; os demais: Eduardo, Rulyan, Ganso, Ronei, Duda, Stefane, Bira, Peneira, Muca, Higor, Elton, Ruan Pablo...

Aos amigos “The Monia”, vocês são demais, em especial ao meu amigo mais antigo do grupo, Sun, que a vida continue sendo boa pra nós, irmão. Não troco um “Masterchef” com vocês por nada!! Obrigado Flávia, Tamilly, Lucas, Gener, Zy, Caio e Vall!!

Obrigado aos meus amigos monitores de Ilha do Campeche, em especial aos irmãos Lucas e Diegão pela amizade e por segurarem a barra enquanto estive finalizando este trabalho.

A “turma vi”, que a memória da Lylyan permaneça guardada dentro de nós. Vocês não têm ideia o quão importante são pra mim! Aos irmãos de graduação: Gabriel, Vitor, Renan e Marquinho. Vocês tornaram a graduação mais leve!! Obrigado Wawa e Fernanda pela ajuda técnica no trabalho, e claro, pela parceria!!

Aos amigos de LAHIMAR que acompanharam essa parte da minha vida, obrigado pelos dias incríveis de troca de conhecimento e experiências: Alejandro, Victor, Prof<sup>a</sup>. Patrícia e demais “tripulantes”. Em especial ao Prof. Davide e a Anna por entrarem nesse barco comigo e não o deixarem afundar.

E claro, ao meu último romance, minha “Mônica Geller”, minha vida a dois, Yara. Sou grato pelo convívio, carinho, paciência, amor e felicidade que compartilhamos.

*“Quando um homem, por qualquer motivo, tem a oportunidade de levar uma vida extraordinária, ele não tem o direito de guardar para si.”*

*Jacques-Yves Cousteau*

## RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo principal avaliar se há relação entre o comportamento da linha de costa da Praia do Sonho e a alteração no leito marinho causada por uma obra de dragagem próximo à praia. Em 1996, o setor norte da Praia do Sonho foi utilizado como área de apoio à obra de aterro para construção da Via Expressa Sul, em Florianópolis, sendo utilizado para desembarque de equipamentos, peças, acessórios e tubulações, onde no dia 4 de agosto, a movimentação de maquinário pesado associado a um evento de tempestade gerou uma forte erosão no pós-praia do setor norte. O processo erosivo resultou na formação de uma baía de 100 x 200 m, com profundidade na área central de 6,5 m, destruindo boa parte da praia, dunas, vegetação, estrada e ocasionando o desmoronamento parcial de uma residência. Para tal, foi feito um levantamento de 79 anos de aerofotografias e imagens de satélite, e assim, compreender a dinâmica da praia ao longo dos anos. Dessa maneira, pode-se avaliar a praia por períodos sem ocupação urbana, e períodos com pouco a muita ocupação. Onde viu-se taxas de retração de linha de costa no setor norte na ordem de -4 m/ano, e no setor central, houve um aumento da faixa de areia nos últimos anos, o que sugere um repasse sedimentar de norte pra sul. Para averiguar se realmente uma obra de dragagem foi capaz de ocasionar tamanho dano nos anos seguintes, viu-se a necessidade de implementar um modelo numérico para a região, e avaliar a área em um cenário padrão e outro com o aprofundamento ocasionado pela dragagem. Dessa maneira observou-se que o aprofundamento gerado pela obra ocasionou alteração nas intensidades das correntes, onde em alguns locais aumentou a velocidade e em outros diminuiu, além de alterar também a direção das correntes entre o cenário padrão e o dragado.

**Palavras-chave:** Erosão. Morfodinâmica. Modelagem. Correntes. Marés.

## ABSTRACT

This study has the main objective of evaluating whether there is or not a relation between the behavior of the shore line of Praia do Sonho and the alteration in the seabed caused by a dredging work near the beach. In 1996, the northern section of Praia do Sonho was used as a support area for the landfill site for the construction of the Via Expressa Sul in Florianópolis, being used landing of equipment, parts, accessories and pipes. On August 4, the movement of heavy machinery associated with a storm event generated a strong erosion in the post-beach of the northern sector. The erosive process resulted in the formation of a 100 x 200 meters long bay, with depth in the central area of 6.5 meters deep, destroying much of the beach, dunes, vegetation, road and causing a partial collapse of a residence. For that, data was collected for 79 years using aerial photography and satellite images in order to understand the dynamics of the beach over the years. This way, one can evaluate the beach on periods without urban occupation, and periods with little or much occupation. Where coastline retraction rates have been seen in the northern sector in the scale of -4 meters / year, and in the central sector, there has been seen an increase in the stretch of sand in recent years, suggesting a sedimentary transfer from north to south. In order to find out if a dredging work was actually capable of causing such damage in the following years, it was necessary to implement a numerical model for the region, and evaluate the area in a standard scenario and in another with the deepening caused by dredging. In this way, it was observed that the deepening generated by the dredging work caused changes in the intensity of sea currents, in which some places the speed increased and in others it diminished, besides also changing the direction of the currents between a standard scenario and in one of dredged.

Keywords: Erosion. Morphodynamics. Modeling. Sea currents. Tides.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo. ....	19
Figura 2 - Velocidades das correntes com maré astronômica mais vento de sul e nordeste. ....	20
Figura 3 - Correntes geradas por maré enchente. ....	22
Figura 4 - Correntes geradas por maré vazante.....	22
Figura 5 - Praia do Sonho vista de cima. Setor leste ao centro da imagem e setor norte na parte inferior da imagem. ....	23
Figura 6 - Mapa de susceptibilidade à erosão.....	24
Figura 7 - Imagens dos efeitos causados pelo incidente com maquinários pesados associado à uma forte ressaca no setor norte da Praia do Sonho, Palhoça - SC.....	25
Figura 8 - Imagens da baía que se abriu na praia e a colocação de lonas e sacos de areia para manutenção temporária dos taludes da praia. ....	26
Figura 9 - Execução da obra de dragagem para reconstrução do setor norte da Praia do Sonho.....	27
Figura 10 - Finalização do plantio de espécies nativas da área de dunas da Praia do Sonho.....	28
Figura 11 - Recorte atual de parte do trecho norte, onde em 1996 foi realizada a obra de recuperação. ....	29
Figura 12 - Representação dos três tipos de estuários conforme a variação de amplitude de maré em relação as variações de geometria. ....	35
Figura 13 - Gráfico de maré astronômica (em azul) e maré observada (em vermelho). ....	35
Figura 14 - Princípio da grade escalonada Arakawa-C. Direções das velocidades $u$ , $v$ e $w$ perpendiculares às faces da célula de grade e as variáveis $\rho$ , $\eta$ , $h$ definidas no centro das células. ....	39
Figura 15 - Sistema de grade escalonada do Delft3D-FLOW. Em “+” é definido o nível, em “-“ a velocidade na direção $m$ , em “ ” é denida a velocidade na direção $n$ e “y” é definida a profundida.....	39
Figura 16 - Antes de depois da interpolação por triangulação. ....	41
Figura 17 - Fluxograma metodológico do presente estudo. ....	49
Figura 18 – Imagens utilizadas na fase 1 do presente estudo. ....	50

Figura 19 - Aplicação de pontos de controle para o georreferenciamento das imagens.....	52
Figura 20 - Base cartográfica da região da Praia do Sonho.....	52
Figura 21 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 1938. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.....	53
Figura 22 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 1957. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.....	54
Figura 23 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 1978. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.....	54
Figura 24 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 1994. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.....	55
Figura 25 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 2006. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.....	55
Figura 26 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 2017. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.....	56
Figura 27 - Imagem da Praia do Sonho de 2017 com todas as linhas de costa sobrepostas cortadas perpendicularmente pelos 64 transectos. Setor norte da praia no detalhe superior. Linha de base, linhas de costa e transectos no detalhe inferior. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.....	57
Figura 28 - Exemplo do método “ <i>End Point Rate</i> ”.....	58
Figura 29 - Imagem da Praia do Sonho de 2017 dividida em setores: NORTE, CENTRAL e SUL. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.....	59
Figura 30 - Batimetria do domínio do modelo.....	62
Figura 31 - Localização dos marégrafos que coletaram os dados de nível utilizados para forçar o modelo numérico. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.....	63
Figura 32 - Série de nível medido pelo marégrafo do LAHIMAR instalado em Jurerê. ....	64
Figura 33 - Série de nível medido pelo marégrafo do porto de Imbituba (quadrado superior). Série de maré astronômica gerada para o mesmo período (quadrado do meio). Série de nível medido com lacunas preenchidas com a série astronômica (quadrado inferior).....	64
Figura 34 - Grade numérica para o domínio regional. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.....	66

Figura 35 - Grade do domínio local, em cinza, às células abertas. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S. ....	67
Figura 36 - Batimetria interpolada utilizada como condição de contorno de fundo do modelo hidrodinâmico. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S. ....	68
Figura 37 - Batimetria do domínio local padrão. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S. ....	69
Figura 38 - Localização das fronteiras abertas (verde) e fechadas (negra). Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.....	71
Figura 40 - Mapa de localização do fundeio do ADCP cujos dados foram utilizados na calibração do presente estudo. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S. ....	75
Figura 41 - Calibração preliminar de nível com chézy médio de 60 m <sup>1/2</sup> /s. ....	77
Figura 42 - Calibração preliminar de corrente com chézy médio de 60 m <sup>1/2</sup> /s.....	78
Figura 43 - Campo de correntes residuais com maré meteorológica.....	79
Figura 44 - Mapa de Chézy, com menores valores nas áreas com maior valor de correntes residuais, e maior valor fora do canal. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S. ....	80
Figura 45 - Calibração de nível com a simulação utilizando o Mapa de Chézy.....	81
Figura 46 - Calibração de corrente com a simulação utilizando o Mapa de Chézy. ...	81
Figura 47 - Calibração de nível astronômico na Beira Mar de Florianópolis. ....	82
Figura 48 – Cenário Padrão. Com batimetria inalterada. ....	83
Figura 49 – Cenário dragado com batimetria já alterada no local dragado. Detalhe para a elipse em vermelho apontando o local modificado.....	84
Figura 50 - Comparativo dos cenários Padrão x Dragado. Elipse da área dragada em destaque na imagem da direita. Datum WGS84. Projeção UTM22S.....	85
Figura 51 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 2017 com todas as linhas de costa plotadas. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S. ....	90
Figura 52 – Gráfico de taxas de variação de linha de costa em períodos com nenhuma ou pouca ocupação antrópica. ....	91
Figura 53 – Gráfico de taxas de variação de linha de costa em período de média a intensa ocupação antrópica.....	91
Figura 54 - Campo de correntes instantâneo no canal sul da Baía Sul em maré de Quadratura enchente. Datum WGS84. Projeção UTM22S. ....	93
Figura 55 - Campo de correntes instantâneo no canal sul da Baía Sul em maré de Quadratura vazante. Datum WGS84. Projeção UTM22S. ....	94

Figura 56 - Campo de correntes instantâneo no canal sul da Baía Sul em maré de Sizígia enchente. Datum WGS84. Projeção UTM22S.....	95
Figura 57 - Campo de correntes instantâneo no canal sul da Baía Sul em maré de Sizígia vazante. Datum WGS84. Projeção UTM22S.....	96
Figura 58 - Campo de correntes instantâneo no canal sul da Baía Sul em maré de Sizígia + maré meteorológica enchente. Datum WGS84. Projeção UTM22S. ....	97
Figura 59 - Campo de correntes instantâneo no canal sul da Baía Sul em maré de Sizígia + maré meteorológica vazante. Datum WGS84. Projeção UTM22S. ....	97
Figura 60 - Campo de correntes residuais para julho de 2013. Cenário dragado. Datum WGS84. Projeção UTM22S. ....	98
Figura 61 - Campo de correntes residuais para julho de 2013. Cenário dragado. Datum WGS84. Projeção UTM22S. ....	99
Figura 62 - Campo de diferenças de correntes residuais entre o cenário padrão e o dragado para julho de 2013. Datum WGS84. Projeção UTM22S. ....	100
Figura 63 - Campos de correntes residuais sobrepostos para julho de 2013. Datum WGS84. Projeção UTM22S.....	101
Figura 64 - Série de magnitude da corrente no mês de julho/2013. Ponto ao sul da área dragada.....	102
Figura 65 - Série de magnitude da corrente no mês de julho/2013. Ponto área dragada. ....	102
Figura 66 - Recorte de matéria sobre o assoreamento do canal do rio Maciambu, onde pescadores fazem abaixo assinado para realização de uma obra de dragagem no local.....	105

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Estudos numéricos no Canal de Santa Catarina.....	46
Tabela 2 - Fotografias aéreas verticais disponíveis para a área de estudo do projeto .....	51
Tabela 3 – Resolução de grade regional e grade local com suas respectivas áreas. .....	67
Tabela 4 - Caracterização das fronteiras do modelo hidrodinâmico regional. ....	70
Tabela 5 - Parâmetros físicos utilizados na simulação preliminar. ....	76
Tabela 6 - Valores médios por setor de variação e taxa de variação (1938 - 2017).	86
Tabela 7 - Valores médios por setor de variação e taxa de variação (1938 - 1957).	87
Tabela 8 - Valores médios por setor de variação e taxa de variação (1957 - 1978).	87
Tabela 9 - Valores médios por setor de variação e taxa de variação (1978 - 1994).	88
Tabela 10 - Valores médios por setor de variação e taxa de variação (1994 - 2006). .....	88
Tabela 11 - Valores médios por setor de variação e taxa de variação (2006 - 2017). .....	89
Tabela 12 - Valores de variação e taxa de variação ao longo dos períodos analisados por transectos.....	119

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>16</b>
1.1 OBJETIVOS .....	18
1.1.1 Objetivo geral .....	18
1.1.2 Objetivos específicos .....	18
<b>2 ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>19</b>
2.1 CANAL DE SANTA CATARINA.....	19
2.2 PRAIA DO SONHO .....	23
<b>3 JUSTIFICATIVA</b> .....	<b>25</b>
3.1 HIPÓTESE .....	29
<b>4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	<b>30</b>
4.1 PRAIAS ARENOSAS .....	30
4.1.1 Morfodinâmica costeira .....	30
4.1.2 Erosão costeira .....	31
4.1.3 Forçantes hidrodinâmicas em ambientes costeiros .....	32
4.1.3.1 Marés .....	33
4.1.3.2 Correntes costeiras .....	36
4.2 MODELAGEM NUMÉRICA.....	36
4.2.1 Descrição do Delft3D .....	37
4.2.1.1 Módulo DELFT3D-RGFGRID .....	40
4.2.1.2 Módulo DELFT3D-QUICKIN.....	41
4.2.1.3 Módulo DELFT3D-FLOW .....	42
<b>5 REVISÃO DE LITERATURA</b> .....	<b>46</b>
<b>6 METODOLOGIA</b> .....	<b>49</b>
6.1 FASE 1 – ANÁLISE DA VARIAÇÃO DE LINHA DE COSTA .....	50
6.1.1 Obtenção e tratamento de imagens.....	50
6.1.2 Extração das linhas de costa .....	53
6.1.3 Cálculo da variação e taxas de variação .....	56
6.1.4 Cálculo do erro associado ao método .....	60

6.2 FASE 2 – IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO NUMÉRICO HIDRODINÂMICO 2D .....	60
<b>6.2.1 Levantamento e processamento de dados .....</b>	<b>61</b>
6.2.1.1 <i>Linha de costa e batimetria .....</i>	61
6.2.1.2 <i>Dados de nível para forçamento .....</i>	62
6.2.1.3 <i>Dados de nível e corrente para calibração .....</i>	65
<b>6.2.2 Implementação do modelo numérico .....</b>	<b>65</b>
6.2.2.1 <i>Domínio numérico .....</i>	65
6.2.2.2 <i>Batimetria .....</i>	68
6.2.2.3 <i>Condições de contorno.....</i>	70
6.2.2.4 <i>Configuração .....</i>	71
6.2.2.5 <i>Calibração .....</i>	72
6.2.2.6 <i>Cenários padrão e dragado para o domínio local.....</i>	82
6.3 FASE 3 – ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS.....	85
<b>7 RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>86</b>
7.1 ANÁLISE VLC .....	86
7.2 ANÁLISE MODELO NUMÉRICO .....	92
<b>8 CONCLUSÃO .....</b>	<b>104</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>106</b>
<b>APÊNDICE A – Fotos atuais da praia do sonho .....</b>	<b>112</b>
<b>APÊNDICE B – Tabela com os valores de todos transectos .....</b>	<b>119</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Os ambientes costeiros em todo o globo são marcados por uma forte ocupação antrópica (PNGC, 1997; GESAMP, 2001; HALPERN et al., 2008). No Brasil, atualmente, cerca de 48 milhões de pessoas vivem na zona costeira (IBGE, 2015). À medida que aumenta sua ocupação, torna-se mais evidente a fragilidade destes ambientes transicionais e altamente dinâmicos, como por exemplo as praias arenosas, ao modo que efeitos erosivos que antes eram ignorados passam a ser vistos como fator de risco, implicando em questões econômicas e sociais (MUEHE, 2006; SILVA et al., 2014). O déficit sedimentar deste sistema costeiro, e consequente retração da linha de costa da praia, podem resultar de fatores naturais bem como de causas antrópicas e são identificados cada vez mais frequentemente no mundo inteiro (XUE, 2009; DUVAT, 2009).

A costa catarinense se estende entre a barra do rio Sahy Guassú, na latitude aproximada de 26°S, região limítrofe com o estado do Paraná em sua parte norte, e a barra do rio Mampituba, na latitude 29°17'S, que separa Santa Catarina e Rio Grande do Sul em sua extremidade sul. Aproximadamente na metade dessa extensão, está a Ilha de Santa Catarina, separada do continente por um canal navegável denominado: Canal de Santa Catarina (SALLES, 2001).

A Ilha de Santa Catarina possui aproximadamente 53 km de comprimento, 18 km de largura máxima e uma área de 424,4 km<sup>2</sup>. Seus aspectos físicos têm ligação íntima com o continente adjacente, em ambos, encontram-se as mesmas características hidrográficas, geológicas, topográficas, morfológicas, onde destacam-se praias, rios, morros, dunas, promontórios, lagunas, etc. A formação da Ilha revela um processo em que grandes blocos configuraram inicialmente um arquipélago com cerca de 20 ilhas graníticas, cortadas por diques basálticos. Estas ilhas foram unidas posteriormente por aluviões e sedimentos marinhos depositados ao longo de milênios (CRUZ, 1998).

O Canal de Santa Catarina possui uma área de 430 km<sup>2</sup>, aproximadamente 50 km de comprimento e, como limites leste e oeste, a Ilha de Santa Catarina e o continente, respectivamente (PRUDÊNCIO, 2003). O canal possui dois corpos de água, denominados de Baía Sul e Baía Norte, sendo esses, divididos por um estreitamento entre a Ilha e o Continente, onde existe um canal de 370 m de largura e 30 m de profundidade máxima (MÁRIO; FRANCO; GUIMARÃES, 2006). Essas

baías têm grande importância econômica e social para a Grande Florianópolis, nelas são praticadas uma série de atividades que interferem nos ecossistemas adjacentes, como a maricultura; a pesca artesanal; a recreação; o turismo; os aterros para expansão viária e o despejo de efluentes da estação de tratamento de esgotos de Florianópolis (SILVA, 2002).

As dragagens e aterros realizados na Grande Florianópolis vislumbravam a expansão viária e econômica, e foram responsáveis pela intensa alteração das características naturais da região. A exemplo, tem-se o aterro da Baía Norte (Beira-mar Norte), o aterro da Baía Sul (área central), aterro da Via Expressa Sul (Saco dos Limões), aterro do Saco da Lama (Parque de Coqueiros), aterro da Beira-mar de São José e mais recentemente o aterro da Beira-mar Continental (LISBÔA, 2004; SILVA, 2013). Na área do Saco dos Limões, a implantação da Via Expressa Sul provocou grandes alterações no ponto de vista biológico e sedimentológico, como o avanço progressivo das texturas de lama terrígena e lama terrígena arenosa das margens em direção à área externa do Saco dos Limões (para oeste), modificando significativamente o padrão de distribuição textural na porção submersa desta área (CTTMAR-UNIVALI, 2000).

Estreitos e canais são ambientes marinhos que servem de interligação entre dois corpos de água, e que por serem bastante utilizados como canais de navegação, comumente são dragados para aprofundamento (MIRANDA et al., 2002). A Praia do Sonho (Palhoça/SC), localizada no estreito sul do Canal de Santa Catarina, na porção conhecida como Baía Sul, sofre atualmente uma forte retração de sua linha de costa, em especial no trecho norte. Esse processo erosivo começou a ser observado pela população local a partir da década de 2000. Segundo os moradores, entre 2006 e 2009 foi construído um enrocamento com o objetivo de proteger as residências do avanço do mar, especialmente em eventos de ressaca.

As causas do processo erosivo instalado na Praia do Sonho ainda não foram elucidadas. Porém, uma obra de dragagem realizada em 1996, no canal sul da Ilha de Santa Catarina, pode ter influenciado indiretamente os processos morfológicos que regem a região.

Estudos referentes à evolução costeira, focados em avaliar novas linhas de costa são capazes de apontar áreas de vulnerabilidade aos perigos naturais, e vêm contribuir para uma melhor compreensão dos processos que governam os ambientes

costeiros, auxiliando no gerenciamento costeiro e no planejamento urbano (KLEIN et al., 2016).

Assim também, modelos computacionais podem ser usados para prever um escoamento ou movimento de águas, avaliar a qualidade dessas águas e transporte de grandezas escalares. Tais modelos são ferramentas importantes para estudos ambientais e com maior frequência são empregados para simulações de cenários em águas costeiras, baías, estuários, rios, reservatórios, lagos e lagoas (ROSMAN et al., 2001).

Este trabalho se propõe a estudar se há relação entre a dragagem e a erosão observada nos anos subsequentes à obra na Praia do Sonho. Para tal, será feita uma análise da variação de linha de costa das últimas oito décadas, bem como a implementação de um modelo numérico hidrodinâmico 2D para simular um cenário padrão e outro com a dragagem.

## 1.1 OBJETIVOS

### 1.1.1 Objetivo geral

O presente trabalho tem como objetivo principal avaliar se há relação entre o comportamento da linha de costa da Praia do Sonho e a alteração no leito marinho causada por uma obra de dragagem próximo à praia.

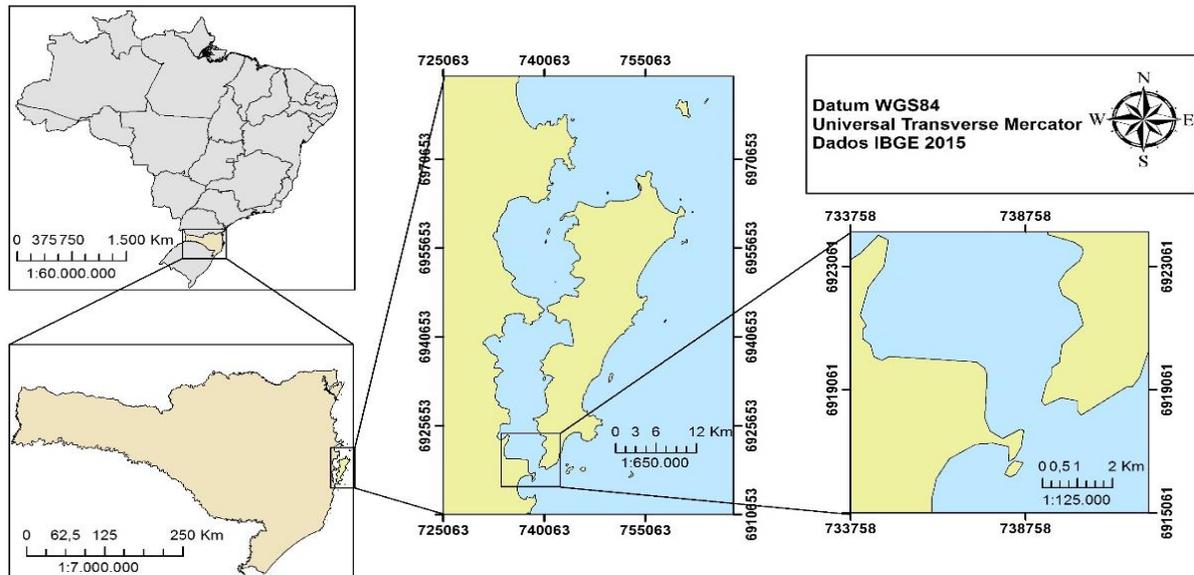
### 1.1.2 Objetivos específicos

- Identificar a variação e as taxas de variação da linha de costa da Praia do Sonho a partir de fotografias aéreas e imagens de satélite dos anos 1938, 1957, 1978, 1994, 2006 e 2017;
- Relacionar as taxas de variação da linha de costa obtidas ao longo de 79 anos analisados com a evolução da ocupação urbana na praia;
- Identificar se há alteração significativa no padrão hidrodinâmico na região dragada em 1996 a fim de poder ser relacionada com a variação de linha de costa da praia.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo compreende a Praia do Sonho e o Canal de Santa Catarina, como está disposto na Figura 1.

Figura 1 – Localização da área de estudo.



Fonte: Autor (2018).

### 2.1 CANAL DE SANTA CATARINA

O Canal de Santa Catarina apresenta duas aberturas onde entra a onda-maré. Ao Sul, na latitude da Ponta de Naufragados e, ao norte no paralelo com a Ilha de Anhatomirim. As características fisiográficas determinam um regime local de maré com propriedades específicas, em face da concomitância de duas correntes de fluxo, que se propagam em sentidos opostos e convergentes para a região central do referido canal (SALLES, 2001).

Para Salles (2001) a análise dos fatores atuantes no Canal de Santa Catarina demonstra a prevalência dos comportamentos das correntes promovidas pela passagem onda-maré e o regime de ventos. Onde as correntes originadas pela maré são periódicas e apresentam fases de fluxo e refluxo a cada revolução sinódica selênia, com duração e variação sensivelmente concordantes com as correntes de deriva, originárias dos ventos.

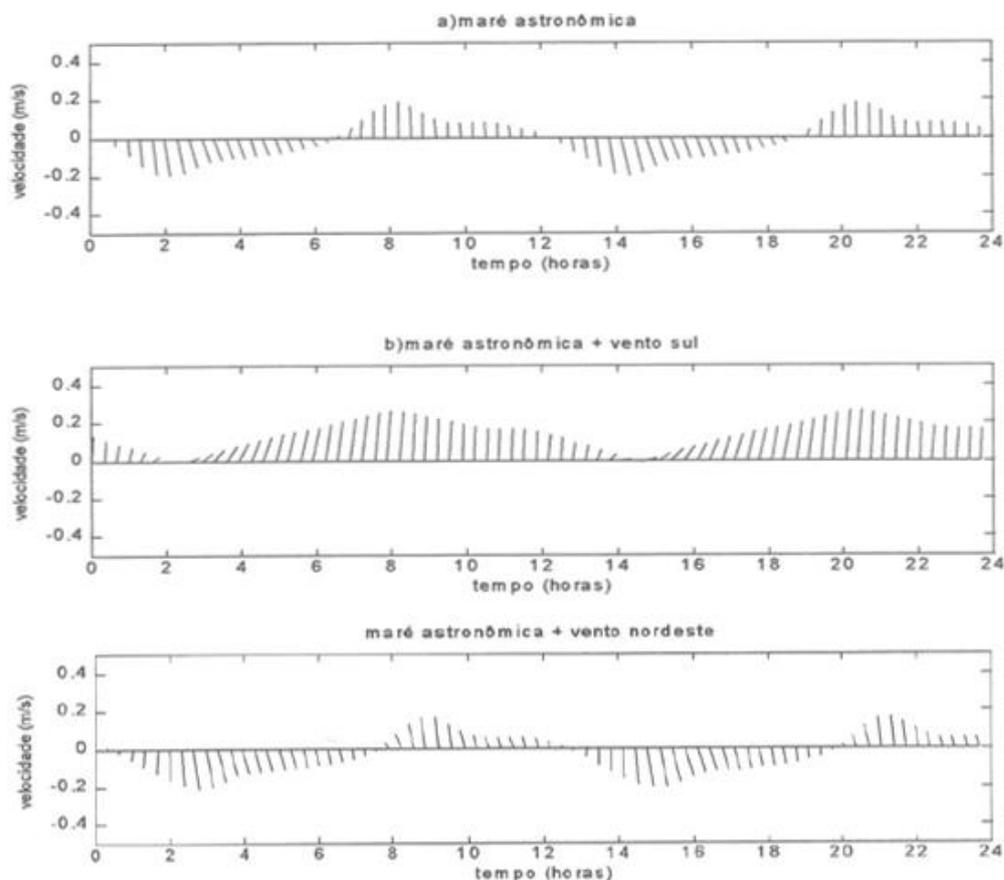
Na região em que se encontra a Ilha de Santa Catarina, o regime de maré é

semidiurno, o qual apresenta duração de seis horas, ou 21600 segundos (SALLES, 2001).

Além das marés, outro importante agente gerador de correntes no Canal de Santa Catarina é o vento, porém não tem caráter determinístico e sim aleatório (MARTINS; MELO; FRANCO, 1997).

Mário, Franco e Guimarães (2006) apontam que em condições de vento de quadrante norte fraco a direção das correntes relaciona-se com as variações de maré, o que pode ser observado no estudo realizado por Prudêncio em (2003) (Figura 2). Durante o período de maré enchente e cheia, ao analisar o estreitamento central, o fluxo se deu da Baía Norte para o Sul, a medida que a maré foi vazando, o fluxo gradativamente se inverte, dando-se da Baía Sul para a Norte.

Figura 2 - Velocidades das correntes com maré astronômica mais vento de sul e nordeste.



Fonte: Prudêncio (2003).

Os ventos na região não são igualmente distribuídos em termos de direção, concentram-se nas direções N-NE e S-SE. Os ventos provenientes do quadrante sul

são os que ocorrem com maior frequência (27,4%), seguidos pelos que incidem de nordeste (23,9%) e em terceiro lugar pelos que sopram de N (22,1%). Além de serem os mais frequentes, os ventos do quadrante sul são também os de maior intensidade, atingindo velocidades de até 10 m/s. Os ventos provenientes de nordeste, por outro lado, não são tão intensos quanto de sul, ocorrendo com maior frequência na faixa de 2 a 6 m/s (MARTINS; MELO; FRANCO, 1997).

Para Alves Júnior (2011) o principal agente controlador das correntes superficiais no Canal de Santa Catarina é o vento. Na maioria dos levantamentos, as correntes obedeceram ao sentido do vento, e as marés só dominavam as correntes superficiais quando as intensidades de vento eram inexistentes ou muito baixas.

Salles (2001) aponta que em condição sinódica normal, a região da Ilha de Santa Catarina encontra-se sob o domínio de circulação anticiclônica ao longo de vários dias e a circulação da brisa marinha manifesta-se com caráter reinante, os ventos são fracos, variáveis e sopram do quadrante norte para leste.

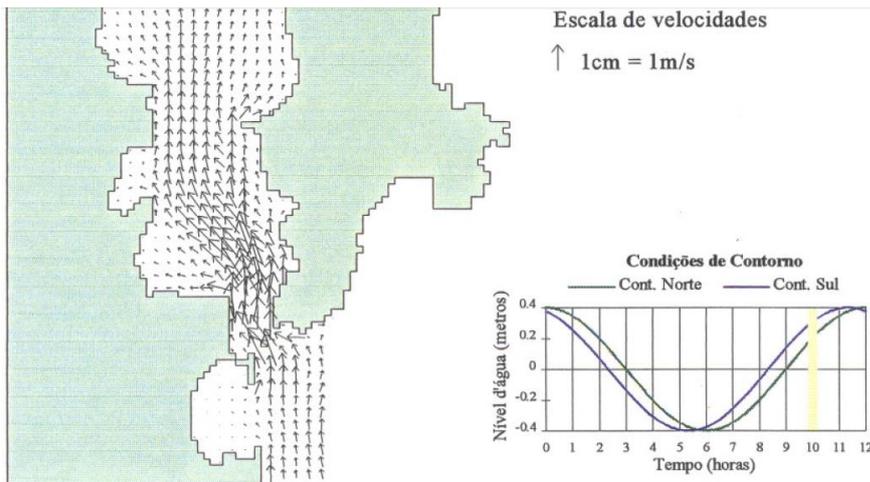
Em fases onde o vento sopra com maiores intensidades, como ocorre com os pré-frontais de noroeste e os ventos pós-frontais do quadrante sul, concomitante com os períodos de maré de quadratura, manifesta-se uma dominância significativa das correntes de deriva. A coincidência do período de maré de sigízia com ventos do quadrante sul evidencia a tendência de incremento da velocidade de elevação do nível mar, essa sobreposição de efeitos determina condições hidrodinâmicas que intensificam o movimento de massa líquida, gerando expressivo ingresso de quinhões de maré nos estreitos norte e sul (SALLES, 2001).

Salles (2001) também constatou que as velocidades de correntes são menores próximos às margens do Canal de Santa Catarina. E a jusante da seção estabelece o limite da maré, onde calculou o limite de fluxo na Baía Sul, e verificou velocidade média da onda-maré de sizígia igual à zero próximo à Ponta de Baixo, na latitude 27°37'12"S, localizada na margem continental, a cerca de 20000 m da abertura sul do Canal de Santa Catarina, chama-se o ponto igual a zero de ponto de inversão de maré ou simplesmente estofa.

As correntes na Baía Sul se comportam de acordo com uma série de fatores que estão ligados, principalmente, à propagação da onda de maré dentro da Baía, modulada pela configuração do fundo e da linha de costa (MELO; MARTINS; FRANCO, 1997).

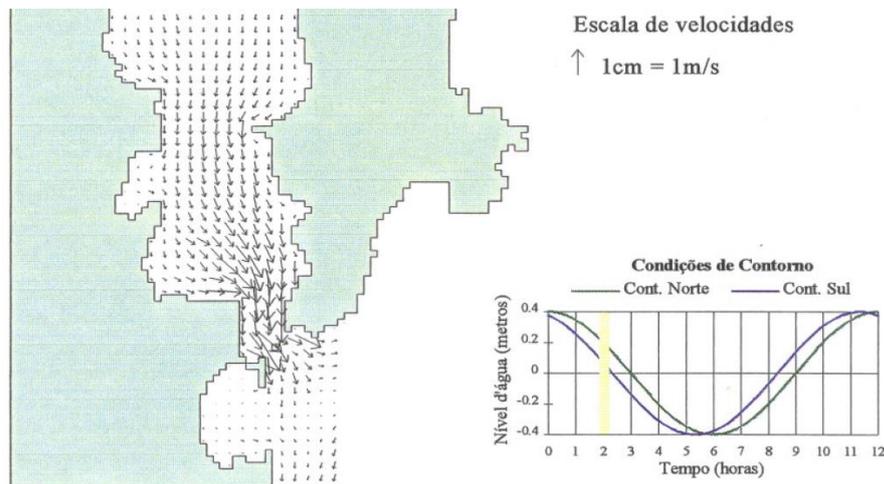
Durante a preamar as águas entram pelo estreitamento sul e seguem em direção ao norte, se espalhando em direção nordeste voltada à margem insular da Ilha de Santa Catarina (Figura 3), na baixamar o sentido é invertido e as correntes fluem para a desembocadura sul do canal (Figura 4) (MELO; MARTINS; FRANCO, 1997).

Figura 3 - Correntes geradas por maré enchente.



Fonte: Melo, Martins e Franco (1997).

Figura 4 - Correntes geradas por maré vazante.



Fonte: Melo, Martins e Franco (1997).

Segundo MAArE (2017), a onda de maré interage com a morfologia do canal e com a batimetria, onde as amplitudes de todos os componentes diurnas são intensificadas em 10%, a semidiurna em 25%, a terça diurna em 30% e a quarta diurna mais que duplica, fazendo do canal, um estuário classificado como hipersíncrono.

## 2.2 PRAIA DO SONHO

Na extremidade sul do Canal da Ilha de Santa Catarina, na parte continental, tem-se uma praia de mar calmo, com ondas pequenas e granulometria fina, denominada Praia do Sonho (RIBEIRO, 2014).

Localizada no município de Palhoça – SC, sua face leste está voltada para o extremo sul da Ilha de Santa Catarina, em frente à Ponta de Naufragados, a 45 quilômetros da capital do estado de Santa Catarina, a praia fica próxima ao Parque Estadual da Serra do Tabuleiro e tem uma área preservada de vegetação entre a estrada principal e a areia.

A Praia do Sonho é a única praia com duas frentes para o mar (norte e leste) no Canal de Santa Catarina (Figura 5), e está distante 34 km do centro de Palhoça. Em frente à face leste estão a Ilha de Araçatuba, onde fica a Fortaleza de Nossa Senhora da Conceição de Araçatuba que foi construída entre 1742 e 1744 para proteger a Baía Sul; as Ilhas Três Irmãs e o Farol de Naufragados, no sul da Ilha de Santa Catarina (PALHOÇA, 2017).

Figura 5 - Praia do Sonho vista de cima. Setor leste ao centro da imagem e setor norte na parte inferior da imagem.



Fonte: Site Câmara Municipal de Palhoça (2017).

Caracterizada por estar relativamente abrigada da ação das ondas, o local tem forte interesse turístico e é reduto familiar por conta de suas águas calmas

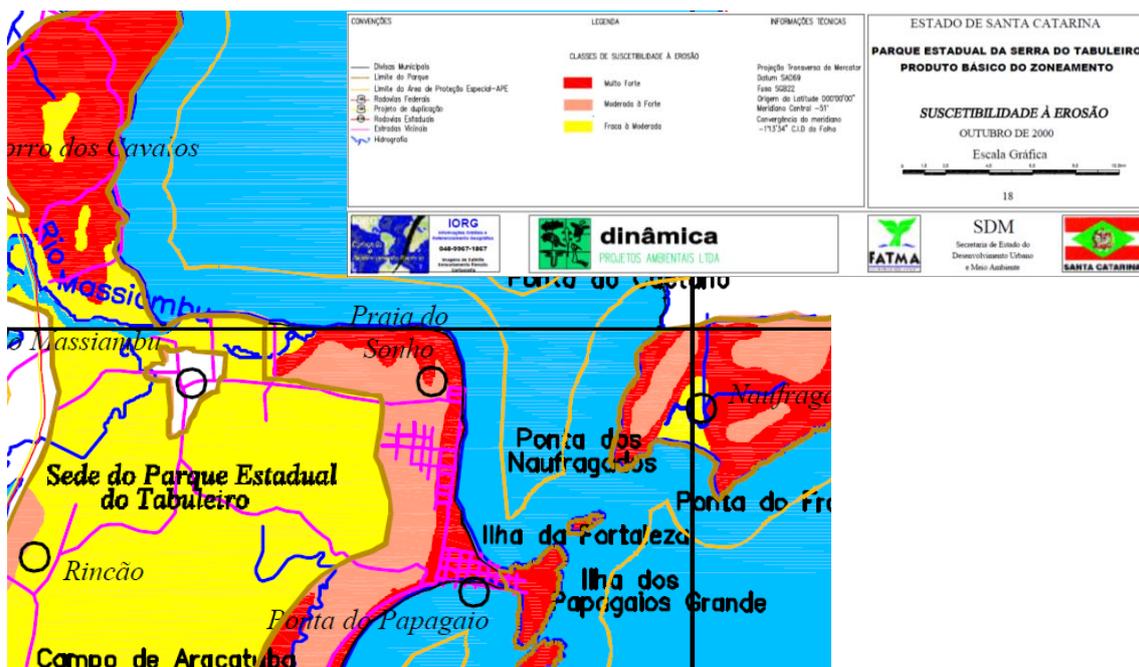
(RUDORFF, 2008). A ocupação da Praia do Sonho teve início depois que a delimitação do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro foi refeita, no final da década de 70, desanexando as áreas próximas ao mar que faziam parte do parque. Antes disso, as áreas povoadas na região eram apenas a Guarda do Embaú e Pinheira, pequenos redutos pesqueiros (MENDONÇA, 1991).

Segundo Mendonça (1991) nas décadas de 70 e 80 houve um crescimento muito grande de casas de veraneio, feito de maneira desordenada, invadindo áreas de dunas e comprometendo reservatório hídrico da região.

Ribeiro (2014) observou na Praia do Sonho a presença de uma pequena zona de surfe na porção norte da praia, apresentando assim, um estágio intermediário do tipo Terraço de Baixa-Mar e classificou então, os setores sul e central como praia refletiva, e o setor norte, intermediária.

A praia, por sua vez, conta em sua face norte com uma forte erosão, observada nos anos subsequentes à uma obra emergencial de dragagem, onde o avanço do mar ameaçava as residências ali presentes, problema este já apontado no mapa de vulnerabilidade dos processos erosivos (Figura 6) do Zoneamento do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro (FATMA, 2000).

Figura 6 - Mapa de susceptibilidade à erosão.



Fonte: FATMA (2000).

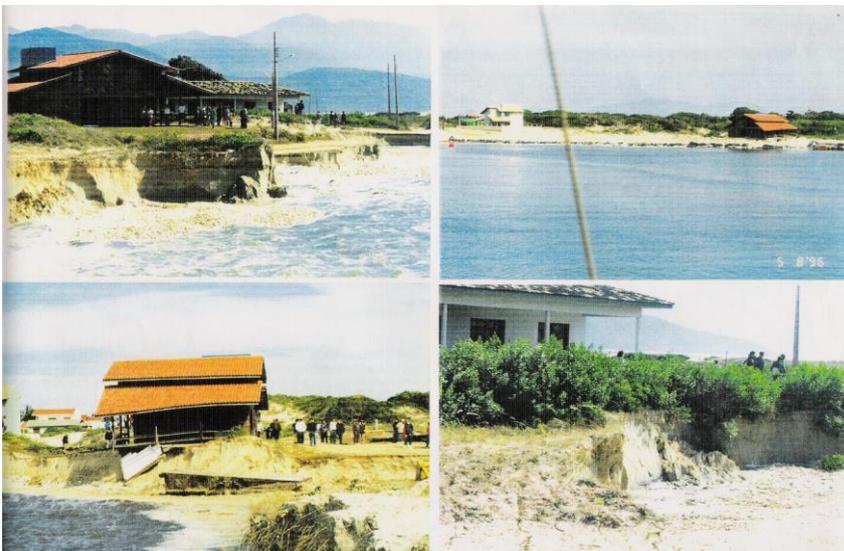
### 3 JUSTIFICATIVA

Devido ao cenário de acirradas disputas por espaço no litoral brasileiro, áreas de preservação como restingas e mangues são cada vez mais sufocadas pelo crescimento desordenado das cidades litorâneas. Desta maneira, os processos geomorfológicos naturais são acelerados por conta da ação antrópica (MUEHE, 2006).

Segundo Souza (2009) as pressões sócio-econômicas na zona costeira vêm provocando um processo acelerado de urbanização não planejada e intensa degradação dos recursos naturais, os quais ameaçam à sustentabilidade econômica e à qualidade ambiental e de vida das populações humanas.

Em 1996, o setor norte da Praia do Sonho foi utilizado como área de apoio à obra de aterro para construção da Via Expressa Sul, em Florianópolis, sendo utilizado para desembarque de equipamentos, peças, acessórios e tubulações (MEDEIROS; FUNKE, 1996). Em 4 de agosto do mesmo ano, a movimentação de maquinário pesado associado a um evento de tempestade gerou uma forte erosão no pós-praia do setor norte (Figura 7). O processo erosivo resultou na formação de uma baía de 100 x 200 m, com profundidade na área central de 6,5 m, destruindo boa parte da praia, dunas, vegetação, estrada e ocasionando o desmoronamento parcial de uma residência, trazendo riscos para outras situadas posteriormente às dunas (MEDEIROS; FUNKE, 1996).

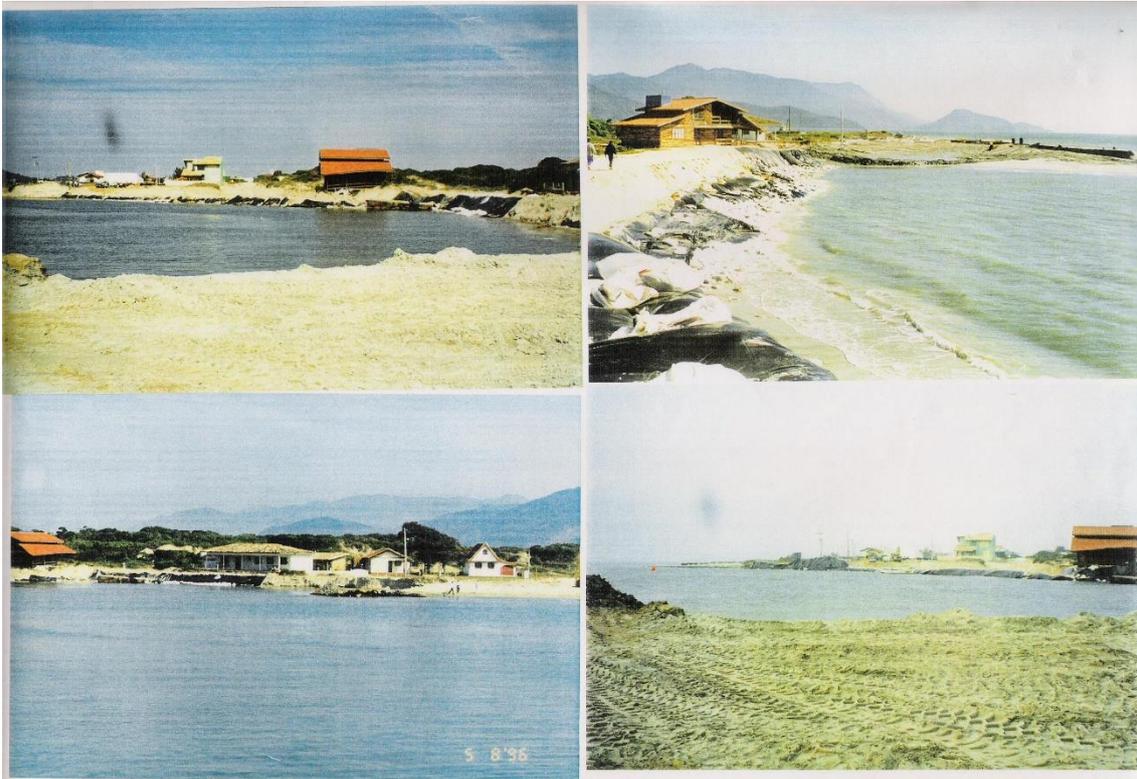
Figura 7 - Imagens dos efeitos causados pelo incidente com maquinários pesados associado à uma forte ressaca no setor norte da Praia do Sonho, Palhoça - SC.



Fonte: Silva Filho (1996).

A empresa Ham e o Consórcio CBPO-CNO, responsáveis pela descarga de equipamentos no local, buscaram soluções para estabilizar temporariamente os taludes formados pela erosão (Figura 8), enquanto elaboravam junto aos órgãos competentes um licenciamento de um Plano de Recuperação Ambiental – Ações Emergenciais. A solução proposta, e aprovada pela FATMA em 14 de agosto de 1996, foi a execução de um aterro hidráulico na área erodida, com granulometria similar àquela que existia anteriormente, recriando a praia na forma como era (MEDEIROS; FUNKE, 1996).

Figura 8 - Imagens da baía que se abriu na praia e a colocação de lonas e sacos de areia para manutenção temporária dos taludes da praia.



Fonte: Silva Filho (1996).

O aterro hidráulico foi executado entre os dias 15 e 25 de agosto de 1996 (Figura 9) e as atividades de plantio das espécies nativas tiveram início em 21/10/1996 e terminaram em 07/12/1996, depois que a FATMA aprovou o Plano de Recuperação Ambiental, emitido em 15/10/1996, cerca de dois meses após o término do aterro hidráulico (SILVA FILHO, 1996).

Figura 9 - Execução da obra de dragagem para reconstrução do setor norte da Praia do Sonho.



Fonte: Silva Filho (1996).

A obra cobriu uma área de 20.000 m<sup>2</sup> e totalizou um volume de sedimento dragado de aproximadamente 90.000 m<sup>3</sup>, extraídos de uma área do leito do mar plana, situada em frente à praia, aproximadamente 500 m do local do aterro hidráulico (MEDEIROS; FUNKE, 1996). Além da recuperação da linha de costa e talude original, o cordão de dunas foi reconstruído e vegetado de maneira a ser fixado como era anteriormente (Figura 10). A areia foi plainada de modo que a altura se igualou a parte norte e sul da praia e no ambiente de restinga a estrada foi reconstruída e plantas nativas foram replantadas (SILVA FILHO, 1996).

Figura 10 - Finalização do plantio de espécies nativas da área de dunas da Praia do Sonho.



Fonte: Silva Filho (1996).

Nos anos subsequentes, o setor norte da praia começou a retrair, e entre o ano de 2006 e 2009 foi construído um enrocamento de 180 metros de comprimento a fim de proteger a zona mais vulnerável da praia.

Faz mais de 20 anos da conclusão da referida obra, e nunca foi feito um *feedback* com os órgãos municipais ou estaduais, ou mesmo com a população, onde esta, observa o mar avançar sobre o que antes era uma extensa praia, com grandes dunas frontais e vegetação nativa que já não existe mais (Figura 11).

Figura 11 - Recorte atual de parte do trecho norte, onde em 1996 foi realizada a obra de recuperação.



Fonte: Autor (2016; 2017; 2018).

Além do ineditismo como acervo para estudos morfodinâmicos futuros na Praia do Sonho, este trabalho justifica sua importância como ponto de partida para repensar obras futuras no Canal de Santa Catarina e na avaliação de possíveis impactos.

### 3.1 HIPÓTESE

Sabendo-se que a obra de recuperação foi realizada de maneira rápida em relação à outras obras de mesmas proporções, acredita-se que houve equívocos no estudo preliminar e no projeto de execução. Desta maneira, acredita-se que o aprofundamento do canal na área dragada tenha causado alteração hidrodinâmica suficientemente capaz de ocasionar o processo erosivo observado, aliado a eventos de tempestade (maré meteorológica) e sedimentos dragados com granulometria diferente do original da praia.

## 4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A área de estudo trata-se de uma praia arenosa, localizada no continente, na parte sul do Canal de Santa Catarina, na porção conhecida como Baía Sul, em frente à Ponta de Naufragados (sul da Ilha de Santa Catarina). Portanto, é um ambiente sedimentar que tem seu escoamento regido por forçantes continentais (descarga hidrológicas), meteorológicas (vento) e hidrodinâmicas (correntes, ondas e marés).

Essa fundamentação irá focar em descrever a morfologia e como ocorrem as alterações no ambiente praias e suas principais forçantes hidrodinâmicas.

### 4.1 PRAIAS ARENOSAS

Praias arenosas são sistemas transicionais, altamente dinâmicos, sensíveis às flutuações dos níveis de energia locais e sofrem retrabalhamento principalmente por processos hidráulicos (HOEFEL, 1998).

Segundo Short (1999), praias são ambientes que dependem de ondas e sedimentos para existirem, e independem da maioria dos processos de superfície, assim, podem ser encontradas em todas latitudes, amplitudes de maré e tipos de costa. São influenciadas e modificadas por processos, como maré e vento.

Para Short e Wright (1983) o comportamento e morfologia da praia também podem ser afetados por fatores como período e altura da onda, velocidade e direção das correntes, transporte de sedimentos, eventos de ressaca, entre outros. A interação desses fatores é responsável pela configuração praias e pela característica de cada zona da praia.

Assim, ve-se que morfodinâmica praias é um método de estudo que necessita da integração de observações morfológicas e dinâmicas, em análise mais completa e coerente da praia e sua zona de arrebentação (CALLIARI et al., 2003).

#### 4.1.1 Morfodinâmica costeira

A zona costeira é um ambiente transicional composto por estuários, lagunas, baías, praias e vai até áreas mais oceânicas, na margem da plataforma continental. Caracteriza-se por ser um ambiente complexo decorrente das interações dinâmicas

entre oceano, continente e atmosfera que, por sua vez, são vulneráveis e sofrem processos de remodelações por ações naturais e antrópicas (FRENCH, 2001).

Segundo Wright e Thom (1977) os processos morfodinâmicos são definidos como interações ou mudanças morfológicas e hidrodinâmicas que envolvem o movimento do sedimento. As componentes importantes para a estrutura de um sistema morfodinâmico são: a variabilidade espacial e temporal dos ambientes costeiros, características do sedimento, condições de energia incidente, transformações de entradas de energia, mecanismos de acoplamento lineares e não-lineares, respostas morfológicas de grande e pequena escala, e respostas evolutivas de curto e longo prazo (WRIGHT; THOM, 1977).

Para Wright e Thom (1977) as formas e conjuntos de relevo são resultados da redistribuição e rearranjo de sedimentos em decorrência de ajustes mútuos complexos entre processos costeiros e a topografia. Estes ajustes ocorrem porque o sistema está constantemente se esforçando para atingir um equilíbrio em que tanto o comportamento do processo como a forma possam alcançar a estabilidade máxima.

A hidrodinâmica que existe ao longo da praia é um resultado das ondas incidentes refletidas ou parcialmente na face da praia, modos de oscilações (ondas de borda, estacionárias ou progressivas), fluxos permanentes e periódicos, que resultam da arrebentação e dos fluxos gerados por ondas e marés (SHORT; WRIGHT, 1984). Calliari et al. (2003) explica que esses processos exercem atrito sobre os sedimentos móveis, causando gradientes espaciais e temporais em seu transporte. E são esses gradientes responsáveis pelas mudanças morfológicas, as quais, por sua vez, induzem modificações no padrão hidrodinâmico.

Assim, o conhecimento do comportamento morfodinâmico de uma praia específica, permite o acompanhamento espaço-temporal de ciclos de erosão/deposição e definição de patamares esperados de variação da linha de costa (CALLIARI et al., 2003).

#### **4.1.2 Erosão costeira**

A erosão costeira afeta uma parcela expressiva das praias arenosas em todo mundo (XUE et al., 2009). No Brasil, a erosão ocorre ao longo de toda a costa, a baixa declividade de grande parte da plataforma continental interna sinaliza uma ampla resposta erosiva, no caso de uma elevação do nível do mar (MUEHE, 2006).

Erosão costeira é o processo natural ocasionado por um balanço sedimentar negativo. Suas causas estão relacionadas a diversos fatores, naturais e antrópicos. Os impactos naturais tem relação com a dinâmica de circulação costeira, morfodinâmica praial, elevações do nível relativo do mar de curto período, fisiografia costeira, efeitos atuais da elevação do nível relativo do mar, presença de amplas zonas de trânsito de sedimentos, efeitos secundários da elevação do nível do mar de longo período, armadilhas de sedimentos e migração lateral, evolução quaternária das planícies costeiras, inversões da deriva litorânea resultante e fatores tectônicos. Já as antrópicas, tem relação com a urbanização da orla, balanço sedimentar atual negativo decorrentes de intervenções antrópicas, implantação de estrutura rígidas ou flexíveis paralelas ou transversais à linha de costa, retirada de areia da praia por mineração, limpeza pública, dragagens e outros. Resultando em déficit sedimentar na praia e/ou praias vizinhas (SOUZA et al., 2005; SILVA et al., 2014).

Para Souza (2009) no que diz respeito à erosão costeira, destacam-se os impactos de redução na largura da praia, com o recuo da linha de costa; desaparecimento da zona de pós-praia; perda de equilíbrio de habitats naturais, como praias e suas zonas, dunas, manguezais, florestas de restinga; aumento da frequência e magnitude de inundações, causadas por ressacas, ventos ou marés de sizígia muito elevadas; aumento da intrusão salina no aquífero costeiro e nas drenagens superficiais da planície costeira; perda de propriedades; destruição de estruturas artificiais paralelas e transversais à linha de costa; perda de valor imobiliário, comprometimento do potencial turístico; gastos muito elevados para recuperação de áreas atingidas pelo processo erosivo; entre outros problemas.

#### **4.1.3 Forçantes hidrodinâmicas em ambientes costeiros**

Miranda, Castro e Kjerfve (2002) aborda que estuários são ambientes de transição entre continente e o oceano, onde os rios encontram o mar, resultando na mistura de água doce e salgada.

Segundo Miranda, Castro e Kjerfve (2002) os movimentos em ambientes costeiros são gerados por variação do nível do mar, pela descarga de água doce, pelo gradiente de pressão devido à influência termohalina da salinidade sobre a densidade, pela circulação da plataforma continental e pelo vento agindo sobre a superfície livre.

Ribeiro (2014) caracterizou o setor norte da Praia do Sonho como Terraço de Maré Baixa e Ribeiro, Bonetti e Klein (2015), determinaram a altura média de onda para os três setores da Praia do Sonho, onde no setor norte, verificou valores de 0,20 m. Dalbosco (2008) encontrou valores médios de altura de onda parecidos, com cerca de 0,25 m de média para a praia inteira. Sendo assim, o presente estudo se fundamentará em correntes e maré e seu gradiente de pressão barotrópico associado a elevação da superfície do mar, como apresentado na equação abaixo:

$$\frac{\partial P}{\partial x} = g\rho_{\eta} \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)$$

Onde  $\frac{\partial P}{\partial x}$  é o gradiente de pressão na componente  $x$ ,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\rho_{\eta}$  é a densidade constante para a superfície livre e  $\frac{\partial \eta}{\partial x}$  é o gradiente de superfície livre.

#### 4.1.3.1 Marés

Isaac Newton foi pioneiro no estudo de marés, entre os séculos XVII e XVIII, ele descobriu que as marés são causadas por uma força geradora de maré, e essa seria o resultado do balanço de forças entre a força de atração gravitacional e força centrífuga do sistema Terra, Sol e Lua. Assim, uma vez geradas, as ondas de maré propagam-se como ondas de águas rasas, devido ao longo comprimento em relação à profundidade média dos oceanos (WRIGHT et al., 1999).

Um dia lunar tem duração de 24 h e 50 min, ou seja, é o tempo em que um ponto da Terra leva para estar alinhado novamente com a Lua devido ao seu movimento de rotação. Um mês lunar tem duração de 27,3 dias, esse é o tempo que a Lua leva para dar uma volta completa ao redor da Terra, esse período é marcado pelas marés de sizígia, quando o sol e a lua estão em fase; e quadratura, quando estão fora de fase. As maiores amplitudes de maré são registradas durante a sizígia, pois quando estão alinhados, a força de atração gravitacional do sol e da lua agem em conformidade (WRIGHT et al., 1999).

Segundo Franco (2009) maré consiste na variação do nível do mar de maneira periódica sob a influência de forças astronômicas. Esta variação de nível alcança seu máximo a cada 12 horas e 25 minutos, a metade de um dia lunar (24 horas e 50 minutos).

Franco (2009) atribui as maiores amplitudes de maré nas proximidades da Lua Cheia e da Lua Nova (maré de sizígia) e as menores amplitudes próximo aos Quartos Crescente e Minguante (maré de quadratura).

Dessa maneira, dá-se o nome “maré astronômica” a oscilação gerada pelos astros. Esta maré, portanto, é o resultado de uma interação entre constituintes harmônicos de maré, diurnos, de longo período, semidiurnos e terço diurno, cada qual com sua respectiva frequência e fase. Em águas rasas, se tratando de zonas costeiras, como estuários e canais, a maré astronômica está sujeita a distorções de natureza hidrodinâmica que podem modificar o seu padrão, estas deformações podem ser representadas por constituintes de águas rasas (FRANCO, 2009).

Assim, novas constituintes harmônicas são geradas por interações não lineares já ao entrar na plataforma continental, mas são mais perceptíveis quando entram em uma baía ou canal costeiro, onde a onda de maré pode experimentar também o fenômeno da reflexão, o qual irá interferir na amplitude da maré dentro e ao longo da baía ou canal (DYER, 1997).

O regime de marés pode ser classificado como (DAVIES, 1964):

- Micromaré:  $H_{max} < 2 \text{ m}$ ;
- Mesomaré:  $2 < H_{max} < 4 \text{ m}$ ;
- Macromaré:  $4 < H_{max} < 6 \text{ m}$ ;
- Hipermaré:  $H_{max} > 6 \text{ m}$ .

Miranda (2002) ressalta que ao adentrar a região costeira, como enseadas, baías e estuários, a onda de maré pode amplificar-se, podendo atingir vários metros. O fenômeno ocorre, pois, a conservação de energia ocasiona o aumento da altura da maré na ausência de fricção. Por outro lado, a fricção ocasiona o decréscimo da maré.

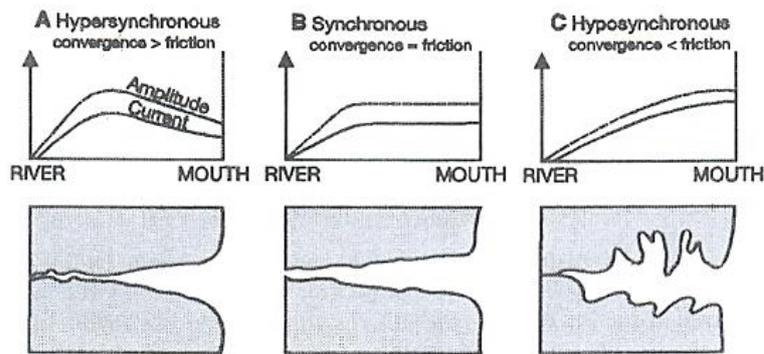
A importância relativa destes dois processos produz três tipos de estuários (NICHOLS; BIGGS, 1985):

- Hipersíncrono: os efeitos de convergência sobressaem os da fricção, resultando em amplitudes da maré dentro do estuário maiores que a do que na sua desembocadura;
- Síncrono: os efeitos da convergência e fricção são iguais;

- Hiposíncrono: os efeitos da fricção excedem os da convergência, resultando em amplitudes de maré dentro do estuário menores que a amplitude na desembocadura do mesmo.

Esta classificação proposta por Nichols e Biggs (1985) está apresentada na Figura 12.

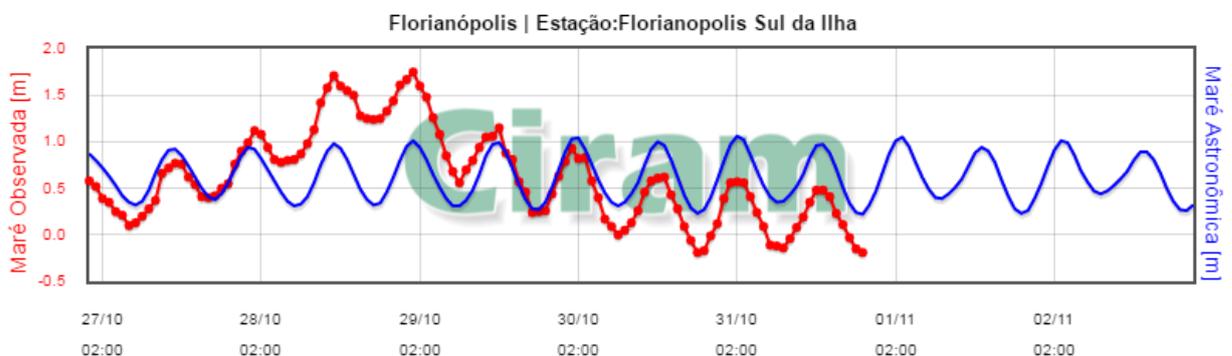
Figura 12 - Representação dos três tipos de estuários conforme a variação de amplitude de maré em relação as variações de geometria.



Fonte: Nichols e Biggs (1985).

Porém, percebe-se que o nível do mar muitas vezes ultrapassa aquilo que é previsto por influência dos astros. Ao analisar a Figura 13, observa-se que a maré observada está acima e abaixo da maré astronômica. Segundo Pugh (1987) a diferença entre a maré observada e aquela prevista pela tábua de marés é chamada de maré meteorológica.

Figura 13 - Gráfico de maré astronômica (em azul) e maré observada (em vermelho).



Fonte: EPAGRI/CIRAM (2016).

Por tanto, a maré meteorológica é resultado de processos atmosféricos na superfície do mar, onde o vento atua na transferência de *momentum* da atmosfera

para o oceano podendo ocasionar sobrelevação ou subelevação do nível do mar (PUGH, 1987).

A amplitude da maré meteorológica é também influenciada localmente pela intensidade e duração do vento. As sobrelevações no nível do mar podem provocar erosão, carregando sedimentos para a zona de surf onde são depositados ou transportados (PARISE; CALLIARI; KRUSCHE, 2006).

#### 4.1.3.2 Correntes costeiras

Segundo Wright et al. (1999) correntes são geradas por forçantes como: Força de Coriolis, transferência de *momentum* dos ventos para os oceanos, gradientes de pressão e também são geradas pela ação gravitacional dos astros sobre a terra através da propagação da onda de maré. As variações de maré e as velocidades de correntes de maré são maiores e mais rápidas em mares rasos e ao longo das costas do que nos oceanos abertos.

Com relação a variação da intensidade das correntes em regiões costeiras, Miranda, Castro e Kjerfve (2002) abordam que a onda de maré na maioria dos estuários, é uma composição complexa de ondas progressiva e estacionária, e pode também ser controlada por mudança do fluxo em canais devido à sua geometria e geração de fluxos residuais devido à periodicidade das marés.

Segundo Pugh (1987) o fluxo da corrente é o balanço entre o gradiente de pressão gerado dentro do canal, em maré enchente, e a rugosidade de fundo que proporciona atrito e se opõe ao fluxo.

## 4.2 MODELAGEM NUMÉRICA

Atualmente existe ampla gama de modelos numéricos bidimensionais e tridimensionais capazes de serem aplicados em estudos hidrodinâmicos costeiros e oceânicos (WEISBERG; ZHENG, 2007). Entre os principais modelos usados atualmente para o estudo de circulação hidrodinâmica tem-se o *Princeton Ocean Model* (POM); o *Modelling Water Resources* (MOHID); o *Regional Ocean Model System* (ROMS); o DELFT3D, entre outros.

Os modelos numéricos são traduções dos modelos matemáticos adaptados para diferentes métodos de cálculo, como diferenças finitas, volumes finitos e

elementos finitos, além de modelos estocásticos (ROSMAN et al., 2001). O modelo escolhido para ser utilizado no presente estudo foi o Delft3D. A seguir está sua descrição, bem como dos seus módulos que serão usados.

#### 4.2.1 Descrição do Delft3D

Desenvolvido pela empresa holandesa Deltares, o Delft3D tem uma estrutura de modelagem única e totalmente integrada para uma abordagem multidisciplinar, executando cálculos 2D e 3D para áreas costeiras, fluviais, lacustres e estuarinas. É amplamente usado em modelagem numérica de fluxos hidrodinâmicos, transporte de sedimentos, ondas, qualidade da água, desenvolvimentos morfológicos e ecologia. O Delft3D tem uma estrutura composta por vários módulos, agrupados em torno de uma interface mútua, capazes de interagir uns com os outros (DELFT3D, 2017).

Segundo sua descrição, o Delft3D pode ser aplicado às seguintes áreas (DELFT3D, 2017):

- Fluxos devido a maré, vento, gradientes de densidade e correntes induzidas por ondas;
  - Propagação de ondas curtas com distribuição direcional sobre batimetrias irregulares, incluindo interação onda-corrente;
  - Advecção e dispersão de efluentes;
  - Cálculos morfodinâmicos;
  - Transporte de sedimentos coesivos e não coesivos;
  - Fenômenos de qualidade da água, incluindo modelagem ecológica, a previsão de concentração de metais pesados, interação com sedimentos suspensos orgânicos e inorgânicos, interação entre a água e a fase inferior (como a demanda de oxigênio nos sedimentos), e *bloom* de algas;
  - Rastreamento de partículas, incluindo derramamento de óleo e modelagem de dragagem de plumas;
  - Alterações 2D-morfológicas iniciais e/ou dinâmicas (variáveis no tempo), incluindo os efeitos de ondas em sedimentos agitados e transporte de carga de leito.
- O seu módulo principal é o FLOW, também chamado de módulo hidrodinâmico, ele possibilita a simulação hidrodinâmica multidimensional que calcula o fluxo não

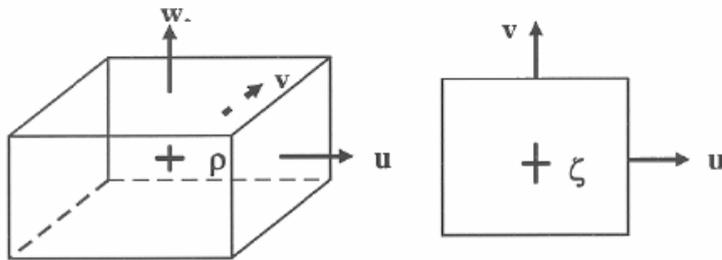
estacionário e os fenômenos de transporte resultantes das marés e/ou forçamento meteorológico em uma grade ajustada às fronteiras. Em simulações 3D, o módulo hidrodinâmico aplica a chamada transformação de coordenadas sigma na vertical, que resulta em uma representação suave da topografia inferior. Isso também resulta em uma alta eficiência computacional por causa do número constante de camadas verticais sobre todo o domínio (DELFT3D, 2017).

O módulo hidrodinâmico é baseado nas equações de Navier-Stokes com aproximações de águas rasas aplicadas a elas. As equações são resolvidas com uma alta precisão e procedimento de solução estável (DELFT3D, 2017).

O Delft3D é um modelo numérico baseado em diferenças finitas e adota um sistema de grade chamado *staggered grid* (grade escalonada). As variáveis que descrevem o fluxo, nível de água e as componentes de velocidade ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ), são distribuídas numa grade Arakawa do tipo C, onde as elevações da água são definidas no centro da célula, enquanto que as componentes de velocidade são definidas nas faces das células (Figura 14). Esse modelo de arranjo das variáveis possui algumas vantagens, como (DELFT3D-FLOW, 2017):

- Condições de contorno podem ser implementadas mais facilmente;
- É possível utilizar um número menor de variáveis de estados discretos em comparação com a discretização de grades não escalonadas, para obter a mesma acurácia;
- Grades escalonadas evitem oscilações espaciais na elevação da água.

Figura 14 - Princípio da grade escalonada Arakawa-C. Direções das velocidades  $u$ ,  $v$  e  $w$  perpendiculares às faces da célula de grade e as variáveis  $\rho$ ,  $\eta$ ,  $h$  definidas no centro das células.



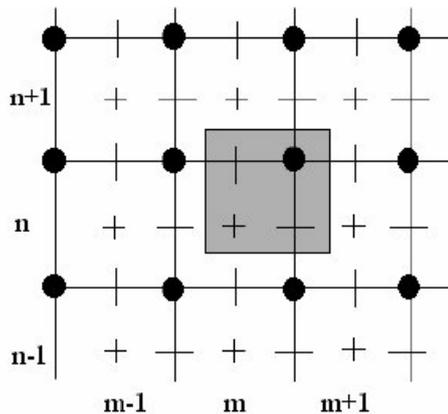
Legend:

- + water level ( $\zeta$ ) / density ( $\rho$ ) point
- velocity point ( $u$ ,  $v$  or  $w$ )

Fonte: Delft3D-FLOW (2017).

Em uma grade escalonada, o nível da água, a profundidade, os componentes da velocidade ou concentração de substâncias, são definidos em locais diferentes na grade numérica. Na Figura 15 pode-se observar como são dispostas as variáveis na grade numérica:

Figura 15 - Sistema de grade escalonada do Delft3D-FLOW. Em “+” é definido o nível, em “-” a velocidade na direção  $m$ , em “|” é definida a velocidade na direção  $n$  e “y” é definida a profundidade.



Legend:

- full lines the numerical grid
- grey area items with the same grid indices ( $m, n$ )
- + water level, concentration of constituents, salinity, temperature
- horizontal velocity component in  $\xi$ -direction (also called  $u$ - and  $m$ -direction)
- | horizontal velocity component in  $\eta$ -direction (also called  $v$ - and  $n$ -direction)
- depth below mean (still) water level (reference level)

Fonte: Delft3D-FLOW (2017).

#### 4.2.1.1 Módulo DELFT3D-RGFGRID

O RGFGRID é projetado para criar, visualizar e modificar grades ortogonais ou curvilíneas com o mínimo esforço, atendendo aos requisitos de suavidade e ortogonalidade em coordenadas cartesianas ou esféricas (DELFT3D-RGFGRID, 2017).

Segundo Fortuna (2012) as grades podem ser denominadas também como malhas, e serem classificadas como uniformes e não uniformes. As malhas não uniformes podem ser sub-classificadas em estruturadas e não estruturadas, sendo as estruturadas utilizadas para domínios com geometrias complexas, e exigem procedimentos especiais para sua construção. Já as não estruturadas possibilitam a discretização de domínios complexos mais direta e fácil.

O sistema de grade pode ser cartesiano (em metros) ou esférico (em graus). As coordenadas cartesianas podem ser exibidas diretamente na tela, usando apenas uma escala em metros, e as coordenadas esféricas podem ser exibidas como projeção geográfica em graus decimais. Coordenadas planas dão distorção na direção polar. Por essa razão, uma projeção esférica é mais recomendada (DELFT3D-RGFGRID, 2017).

Este módulo oferece a possibilidade de visualizar dados batimétricos e, portanto, pode-se ter noção das características da topografia enquanto desenha-se a malha. As malhas existentes também podem ser carregadas e visualizadas enquanto desenha-se uma nova, permitindo copiar partes da malha antiga na nova (DELFT3D-RGFGRID, 2017).

Para minimizar erros na aproximação de diferenças finitas nas equações do modelo, algumas propriedades devem ser consideradas no sistema de grade (DELFT3D-RGFGRID, 2017):

- Ortogonalidade: indica a perpendicularidade da grade ao longo da direção horizontal (direções  $x$  e  $y$ ). O erro de ortogonalização é proporcional ao valor do cosseno do ângulo interno entre os lados da célula. Definida como o cosseno do ângulo fechado. Para a eficiência computacional, a ortogonalidade da grade deve ser suficientemente alta. Recomenda -se que a ortogonalidade seja mantida em valores inferiores a 0,04;

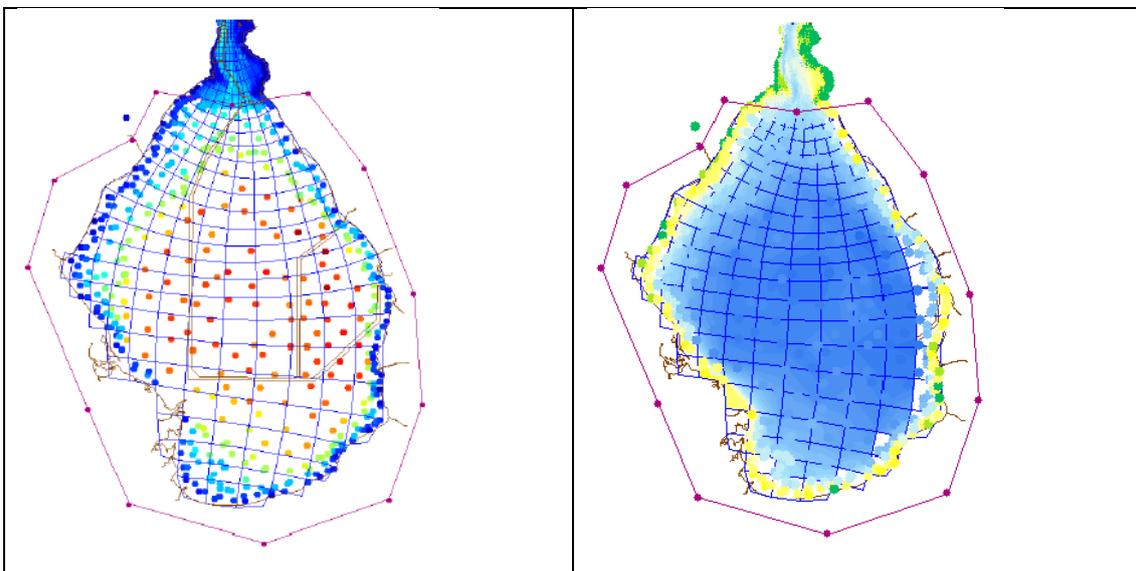
- Resolução: é indicada pela raiz quadrada da área da célula da grade e deve ser determinada de acordo com o tamanho da área de interesse. A resolução da malha deve variar suavemente o tamanho de uma célula não deve ser maior de 1,4 vezes a célula adjacente.
- Gradiente espacial: resulta da proporção entre os comprimentos da célula nas direções M e N. M e N são as coordenadas locais do sistema de grade com a origem situada no canto inferior esquerdo da grade. Recomenda -se manter o gradiente em valores inferiores a 1,2.

#### 4.2.1.2 Módulo DELFT3D-QUICKIN

O principal objetivo do QUICKIN é criar, manipular e visualizar a batimetria para os módulos Delft3D FLOW e WAVE (DELFT3D-QUICKIN, 2017).

Neste módulo é possível selecionar uma sequência de dados e controlar as áreas de interpolação e o método de interpolação. No método de triangulação a rede é projetada de tal forma que os comprimentos laterais mínimos do triângulo são alcançados. Assim, uma correlação máxima entre a batimetria numérica e pontos de dados batimétricos conhecidos é então obtido. A batimetria resultante na grade numérica é mostrada por meio de isolinhas Figura 16. Ainda é possível corrigir interativamente valores de profundidade de amostras individuais ou pontos de grade (DELFT3D-FLOW, 2017).

Figura 16 - Antes de depois da interpolação por triangulação.



Fonte: Delft3D-QUICKIN (2017).

#### 4.2.1.3 Módulo DELFT3D-FLOW

As descrições aqui apresentadas seguem Delft3D-FLOW (2017) e podem ser encontradas descritas de forma mais detalhada nesse mesmo documento.

O módulo FLOW, ou hidrodinâmico, é capaz de resolver de forma integrada simulações de fenômenos de transporte resultantes de maré, descarga de água e efeitos meteorológicos, incluindo o efeito de diferenças de densidade devido a gradientes horizontais dos campos de temperatura e salinidade. O modelo trabalha em coordenadas horizontais e verticais, podendo resolver as equações para águas rasas em duas dimensões ou em três dimensões.

O Delft3D FLOW resolve as equações de Navier-Stokes para um fluido incompressível, levando em conta a aproximação de águas rasas e Boussinesq. O sistema de equações empregada nas simulações consiste em resolver as equações do movimento, da continuidade e equação do transporte para constituintes conservativos. Na componente vertical da equação, a aceleração local é desprezível quando comparada à aceleração gravitacional, sendo a equação do momento reduzida à relação hidrostática para o campo de pressão. Em modelos tridimensionais, as velocidades verticais resultam da equação da continuidade.

Na direção horizontal, as equações podem ser formuladas em coordenadas cartesianas retangulares, ortogonais curvilíneas ou em coordenadas esféricas.

Na vertical utiliza-se o sistema de coordenadas sigma ( $\sigma$ ), que considera que a profundidade local é dada em função da posição e do tempo.

O domínio de um modelo 2D para água rasas é limitado no plano horizontal pelos contornos abertos e fechados e na vertical por uma única camada sigma ( $\sigma$ ).

No sistema de coordenadas sigma a profundidade local é dada por  $H=d+\zeta$ , com  $d$  e  $\zeta$  indicando a profundidade da superfície livre de repouso e a altura do nível do mar em relação a essa superfície respectivamente. As flutuações periódicas da espessura da coluna de água fazem com que as medidas sejam feitas em diferentes níveis abaixo da superfície livre no decorrer de um ciclo completo de maré, causando distorções nas profundidades de amostragem. Estas distorções podem ser corrigidas convertendo a profundidade de amostragem a uma profundidade adimensional  $\sigma$  é definida:

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta} = \frac{z - \zeta}{H}$$

Onde  $z$  é a coordenada vertical no espaço físico,  $\zeta$  é a elevação da superfície livre acima do plano de referência (em  $z = 0$ ),  $d$  é a profundidade da água abaixo do plano de referência e  $H$  é a profundidade total da água dada por:

$$H = d + \zeta$$

### *Equações governantes*

As equações hidrodinâmicas governantes podem-se modificar conforme o sistema de coordenadas que está sendo utilizado, podendo ser coordenadas cartesianas ou esféricas, diferindo-se assim seus símbolos (DELFT3D-FLOW, 2017):

- Coordenadas cartesianas ( $\xi, \eta$ )
- Coordenadas esféricas ( $\lambda, \phi$ )

Coordenadas esféricas são um caso especial de ortogonalidade curvilínea, como pode-se observar abaixo:

$$\begin{aligned}\xi &= \lambda, \\ \eta &= \phi, \\ \sqrt{G_{\xi\xi}} &= R \cos \phi, \\ \sqrt{G_{\eta\eta}} &= R,\end{aligned}$$

O movimento dos fluidos está governado pelas leis da continuidade e da conservação do movimento. As equações são formuladas em coordenadas ortogonais curvilíneas. A escala da velocidade está no espaço físico e as componentes são perpendiculares às faces das células da grade curvilínea. A transformação da grade introduz termos de curvatura na equação do movimento.

Desta forma, equação da continuidade pode ser escrita em coordenadas esféricas da seguinte maneira:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{(R \cos \phi) R} \frac{\partial [(d + \zeta) U(R)]}{\partial \lambda} + \frac{1}{(R \cos \phi) R} \frac{\partial [(d + \zeta) V(R \cos \phi)]}{\partial \phi} = Q$$

Onde  $Q$  representa a contribuição por unidade de área devido à descarga;  $d$  é a profundidade da água abaixo do plano de referência;  $\zeta$  é a elevação da superfície livre acima do plano de referência (em  $z=0$ );  $\lambda$  é a longitude,  $\phi$  é a latitude e  $R$  é o raio da Terra (6.378.137 km, WGS84);  $U$  e  $V$  são as componentes da velocidade integrada verticalmente na direção  $\lambda$  e  $\phi$  respectivamente.

As equações do movimento nas direções  $\lambda$  e  $\phi$  são dadas por:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \phi} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{(R \cos \phi) R} \frac{\partial R}{\partial \lambda} + \frac{uv}{(R \cos \phi) R} \frac{\partial R \cos \phi}{\partial \phi} - fv \\ = -\frac{1}{\rho_0 (R \cos \phi)} P_\lambda + F_\lambda + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \mathcal{V}_v, \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + M_\lambda \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \phi} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{uv}{(R \cos \phi) R} \frac{\partial R}{\partial \lambda} - \frac{u^2}{(R \cos \phi) R} \frac{\partial R \cos \phi}{\partial \phi} + fu \\ = -\frac{1}{\rho_0 R} P_\phi + F_\phi + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \mathcal{V}_v, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_\phi \end{aligned}$$

Onde  $u$  e  $v$  representam as velocidades nas direções  $\lambda$  e  $\phi$  respectivamente;  $\mathcal{V}_v$  é o coeficiente de viscosidade turbulenta na vertical;  $\rho$  é a densidade, na qual suas variações são negligenciadas;  $P_\lambda$  e  $P_\phi$  representam os gradientes de pressão;  $\lambda$  é a longitude,  $\phi$  é a latitude e  $R$  é o raio da Terra (6.378.137 km, WGS84);  $F_\lambda$  e  $F_\phi$  são as forças nas equações de movimento que representam o desequilíbrio da horizontal de Reynolds (fluxos turbulentos);  $M_\lambda$  e  $M_\phi$  os tensores de Reynolds que representam as contribuições devidas a fontes externas (forças externas por estruturas hidráulicas, descarga ou retirada de água, ondas, etc).

Em águas rasas, a equação do movimento vertical é reduzida à equação da pressão hidrostática. Assim, as acelerações verticais devido aos efeitos de flutuação e às variações repentinas na topografia do fundo não são levadas em consideração. Logo, para a direção vertical:

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g\rho H$$

Para a água com densidade constante e levando em consideração a pressão atmosférica, os gradientes de pressão são:

$$\frac{1}{\rho_0(R\cos\phi)}P_\lambda = \frac{g}{R\cos\phi}\frac{\partial\zeta}{\partial\lambda} + \frac{1}{\rho_0(R\cos\phi)}\frac{\partial P_{atm}}{\partial\lambda}$$

$$\frac{1}{\rho_0 R}P_\phi = \frac{g}{R}\frac{\partial\zeta}{\partial\phi} + \frac{1}{\rho_0 R}\frac{\partial P_{atm}}{\partial\phi}$$

Os gradientes no nível da superfície livre são chamados gradientes de pressão barotrópicos.

## 5 REVISÃO DE LITERATURA

Foram encontrados seis estudos numéricos do Canal de Santa Catarina que estão apresentados na tabela abaixo:

Tabela 1 - Estudos numéricos no Canal de Santa Catarina.

ANO	AUTORES	MODELO UTILIZADO	TÍTULO DO TRABALHO
1997	MARTINS; MELO; FRANCO	SISBAHIA	CIRCULAÇÃO HIDRODINÂMICA E DISPERSÃO DE POLUENTES NA BAÍA DE FLORIANÓPOLIS
1997	MELO; MARTINS; FRANCO	SISBAHIA	STANDING WAVE TIDE AT FLORIANÓPOLIS BAY (BRAZIL) AND IT'S INFLUENCE ON BAY POLLUTION
2003	PRUDÊNCIO	POM	ESTUDO NUMÉRICO DA CIRCULAÇÃO INDUZIDA PELA MARÉ NA BAÍA DE FLORIANÓPOLIS
2014	GARBOSSA et al.	MOHID	MODELLING AND VALIDATION OS THE SANTA CATARINA ISLAND BAYS HYDRODYNAMICS BASED ON ASTRONÔMIC TIDES AND MEASURED TIDES
2016	CZIZEWESKI	DELFT3D	CIRCULAÇÃO NOS ARREDORES DA ILHA DE SANTA CATARINA
2016	SIMONETTI	ROMS	MODELAGEM NUMÉRICA DA MARÉ ASTRONÔMICA NAS BAÍAS DE FLORIANÓPOLIS

Fonte: Autor (2018).

O primeiro estudo numérico no Canal de Santa Catarina foi realizado por Martins, Melo e Franco (1997). O referido estudo investigou as correntes de maré e a dispersão de poluentes de maneira sucinta, através do uso de um modelo integrado verticalmente. Os autores utilizaram dados de maré e correntes medidos pela empresa Hidrologia S.A., em 1971, além de dados de vento da estação meteorológica de São José – SC. Posteriormente lançaram traçadores lagrangianos na desembocadura do Rio Cubatão para simular a dispersão de poluentes biodegradáveis.

Os autores identificaram a existência de uma onda estacionária na altura da Ponta de Baixo, em São José, na Baía Sul, devido à penetração da maré astronômica (M2), pelas duas extremidades, sendo assim denominado um antinó no referido local. Desta maneira, os autores identificaram através da análise de linhas de emissão, que os poluentes tinham dificuldades de transporte em um cenário de simulação apenas com a maré astronômica, porém, acrescentando o vento, a capacidade de transporte desses poluentes ficou mais eficiente.

O trabalho de Melo, Martins e Franco (1997), apresentou os resultados preliminares do estudo anterior de modo a apresentar as diretrizes para os estudos futuros, listando alguns dos tópicos a serem focados:

- Implementação de condições de contorno radiativo nos modelos numéricos;
- Desenvolvimento de modelos mais sofisticados (3-D) capazes de descrever a estrutura do fluxo particularmente útil nos casos de correntes impulsionadas pela tensão do vento;
- Determinação das correntes residuais induzidas pela maré astronômica;
- Inclusão do efeito da difusão em nossos cálculos de transporte, um ponto de grande importância para fins de qualidade da água.

Prudêncio (2003) implementou o modelo numérico *Princeton Ocean Model* (POM), no modo bidimensional, para o Canal de Santa Catarina. O autor alterou a geometria para poder fazer estudos conceituais do canal e posteriormente com a geometria correta. O objetivo do trabalho era determinar e investigar os padrões da circulação hidrodinâmica através da composição dos efeitos de maré com base em dados reais.

Os resultados deste trabalho indicam através da análise de correntes de maré residuais que existem ao longo do canal setores preferenciais para as correntes de enchente e vazante, que podem sugerir locais adequados ou inadequados para a instalação de fazendas de cultivo de moluscos, de implementação de sistema de descarga de estações de tratamento de esgoto e ou locais que tendem a deposição de sedimentos.

O estudo de Garbossa et al. (2014) consistiu na implementação de um modelo hidrodinâmico com duas simulações para o Canal de Santa Catarina, uma forçada com marés astronômicas e outra forçada com marés medidas utilizando o sistema de modelagem MOHID. O objetivo foi modelar a dispersão de contaminantes de origem fecal e usar os resultados do modelo como uma ferramenta de avaliação de risco para

a tomada de decisões no programa brasileiro de saneamento de moluscos. O artigo descreve o primeiro passo do trabalho, que consistiu em avaliar os desempenhos dos modelos com as marés medidas e as marés astronômicas e determinar a mais indicada a ser adotada.

Os resultados se mostraram adequados para velocidades, direções e elevação da água tanto astronômico quanto medido e, como esperado, o modelo forçado por nível medido mostrou uma representação mais precisa do Canal de Santa Catarina, sendo mais adequado para ser usado como referência para estudos ambientais.

Czizewesky (2016), analisou a circulação hidrodinâmica nos arredores da Ilha de Santa Catarina, incluindo o Canal de Santa Catarina, utilizando o modelo DELFT3D com simulações sob as forçantes de maré e ventos. Na análise espacial das constituintes de maré, a M2 foi a que apresentou as maiores amplitudes. As elipses de corrente de maré mostraram as maiores velocidades nas entradas das Baías e na área do Estreito onde foram observadas elipses com rotações no sentido horário e anti-horário. Os resultados apresentaram padrões de escoamentos similares na Baía Sul, para norte sob ação do vento sul e em direção ao sul sob ação do vento nordeste. A Baía Norte apresentou escoamento laminar sob vento sul e a formação de vórtices de recirculação sob vento nordeste.

Simonetti (2016) caracterizou a variabilidade espacial e temporal da circulação induzida pela maré astronômica no Canal de Santa Catarina utilizando o modelo ROMS.

A análise conjunta dos dados de amplitudes e correntes de maré ressalta a penetração da onda de maré pelas embocaduras norte e sul, propagando em direções opostas e originando uma onda estacionária, com o anti-nó localizado na região central da Baía Sul. Neste local, as correntes se mostraram muito fracas, igualmente aos gradientes do nível de água. Apesar da literatura citar apenas a componente M2, pode-se observar um comportamento similar nos quatro constituintes analisados.

## 6 METODOLOGIA

Nesse capítulo estão dispostos todos os passos metodológicos aplicados ao trabalho, com o intuito de atingir os objetivos geral e específicos.

O presente trabalho foi dividido em três fases, como se pode observar no fluxograma disposto na Figura 17, elaborado para melhor compreensão dos passos metodológicos:

Figura 17 - Fluxograma metodológico do presente estudo.



Fonte: Autor (2018).

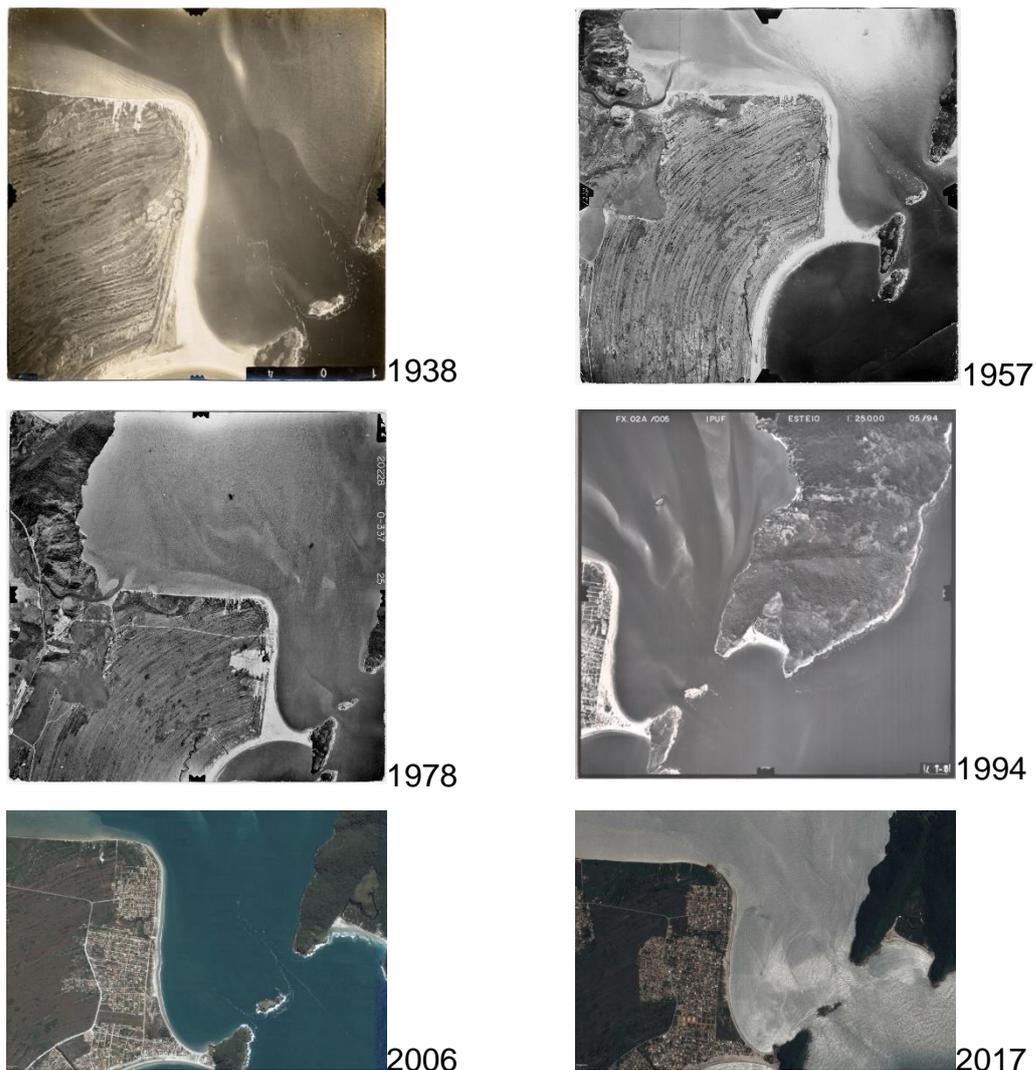
## 6.1 FASE 1 – ANÁLISE DA VARIAÇÃO DE LINHA DE COSTA

Para esta etapa, optou-se pelo uso de fotografias aéreas pretéritas e imagens de satélite para determinação das linhas de costa.

### 6.1.1 Obtenção e tratamento de imagens

Para a análise da variação de linha de costa da Praia do Sonho foram utilizadas fotografias aéreas de 1938, 1957, 1978, 1994 obtidas junto a Secretaria de Planejamento e Gestão do Estado de Santa Catarina (SPG-SC) e Instituto do Planejamento Urbano de Florianópolis, além de imagens de satélite extraídas do *software* GoogleEarthPro™ dos anos de 2006 e 2017 (Figura 18).

Figura 18 – Imagens utilizadas na fase 1 do presente estudo.



Fonte: Ver Tabela 2.

Abaixo pode-se observar a tabela demonstrativa referente a data, fonte, região, digitalização e escala das imagens utilizadas:

Tabela 2 - Fotografias aéreas verticais disponíveis para a área de estudo do projeto

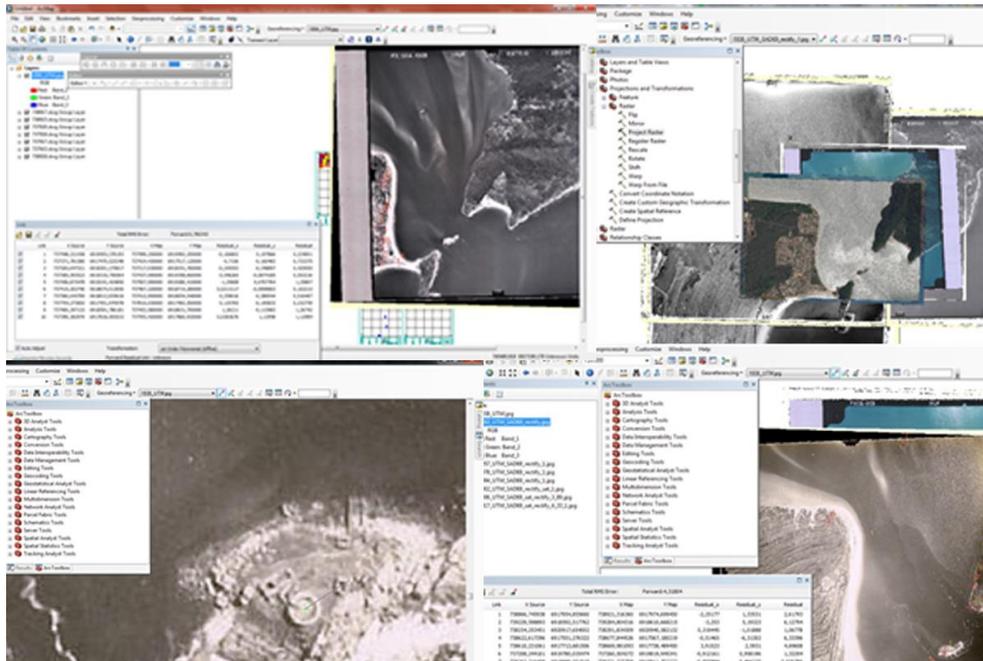
Data	Tipo	Fonte	Região	Digitalização (DPI)	Escala Média
1938	Aerofotografia	Secretaria de Planejamento e Gestão do Estado de Santa Catarina (SPG)	Sul da Ilha de Santa Catarina e Continente	300	1:30000
1957	Aerofotografia	Secretaria de Planejamento e Gestão do Estado de Santa Catarina (SPG)	Sul da Ilha de Santa Catarina e Continente	600	1:20000
1978	Aerofotografia	Secretaria de Planejamento e Gestão do Estado de Santa Catarina (SPG)	Sul da Ilha de Santa Catarina e Continente	600	1:25000
1994	Aerofotografia	Instituto de Planejamento Urbano de Florianópolis (IPUF)	Sul da Ilha de Santa Catarina e Continente	600	1:25000
2002	Ortofotografia	Instituto de Planejamento Urbano de Florianópolis (IPUF)	Sul da Ilha de Santa Catarina e Continente	600	1:15000
2006	Imagem de Satélite	Digital Globe / Google Earth Pro	Sul da Ilha de Santa Catarina e Continente	-	Extraída a 3,7km de altitude
2017	Imagem de Satélite	CNES / Airbus / Google Earth Pro	Sul da Ilha de Santa Catarina e Continente	-	Extraída a 3,7km de altitude

Fonte: Autor (2018).

Pode-se observar na tabela acima a imagem de 2002, esta teve sua linha de costa extraída, porém para os cálculos de variação e taxas de variação não foi levada em consideração visto que tornaria os períodos atuais muito menores do que os mais antigos. Assim, foi descartada na análise, mas pode ser observada sua localização nas figuras em que são apresentadas todas as linhas de costa.

Todas as imagens foram georreferenciadas utilizando o *software* ArcGis 10.1 seguindo a metodologia descrita por Araújo et al. (2008), como mostra a Figura 19, tendo como referência a base cartográfica cedida pela Secretaria de Patrimônio Público da União, de projeção cartográfica UTM e Datum SAD-69 (Figura 20).

Figura 19 - Aplicação de pontos de controle para o georreferenciamento das imagens.



Fonte: Autor (2018).

Figura 20 - Base cartográfica da região da Praia do Sonho.



Fonte: SPU (1995).

### 6.1.2 Extração das linhas de costa

As linhas de costa foram identificadas através do critério da Linha de Preamar Média (LPM), determinada pela interface da areia seca e areia úmida (LEATHERMAN, 2003) e então digitalizadas também através do *software* ArcGis 10.1 como pode-se observar nas figuras 22; 23; 24; 25; 26 e 27.

Figura 21 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 1938. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: SPG-SC modificando pelo autor (2017).

Figura 22 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 1957. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: SPG-SC modificando pelo autor (2017).

Figura 23 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 1978. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



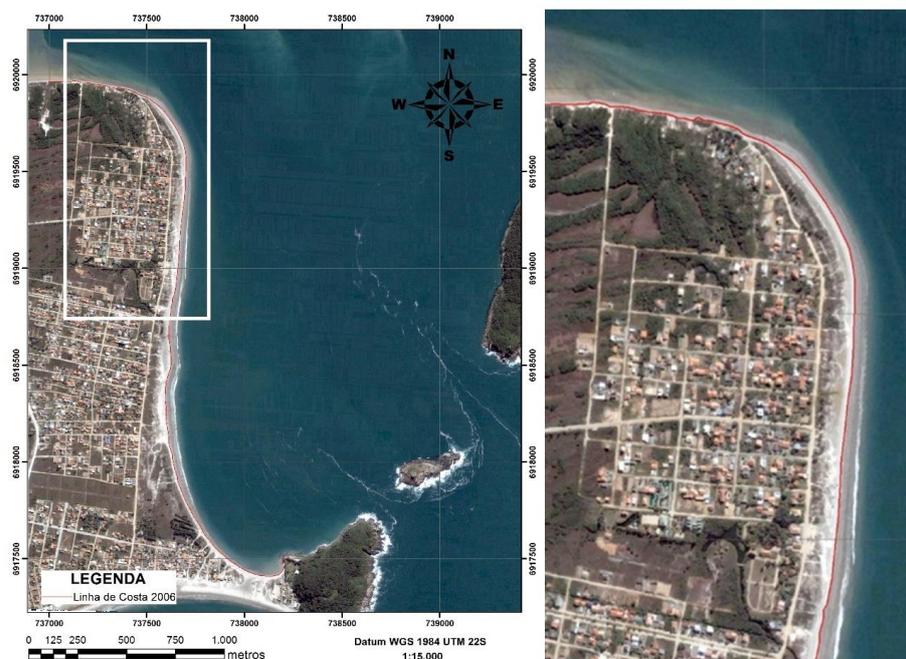
Fonte: SPG-SC modificando pelo autor (2017).

Figura 24 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 1994. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



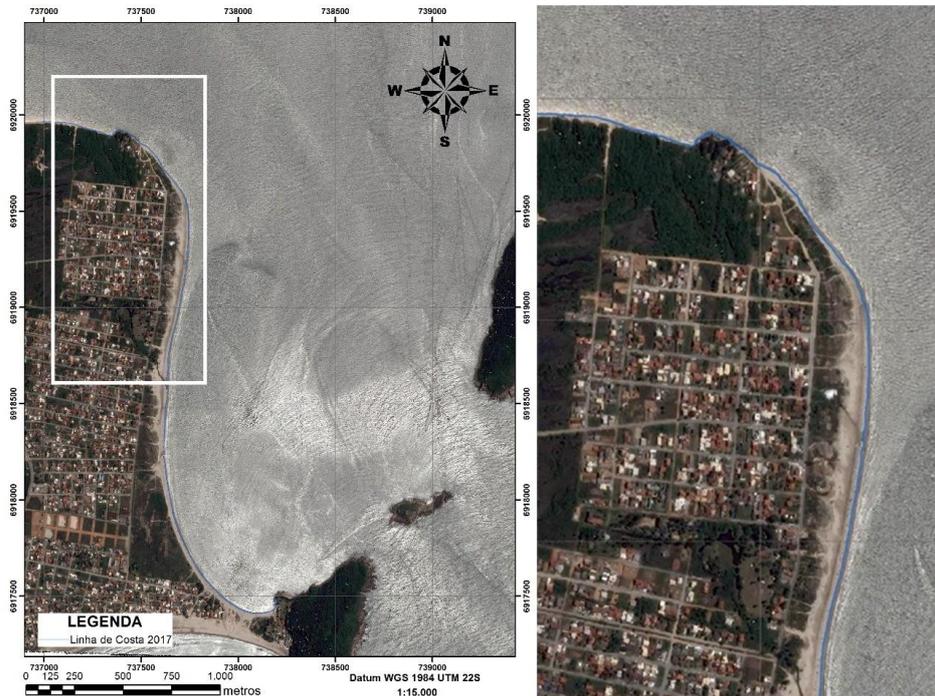
Fonte: IPUF modificando pelo autor (2017).

Figura 25 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 2006. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: Google Earth modificado pelo autor (2017).

Figura 26 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 2017. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.

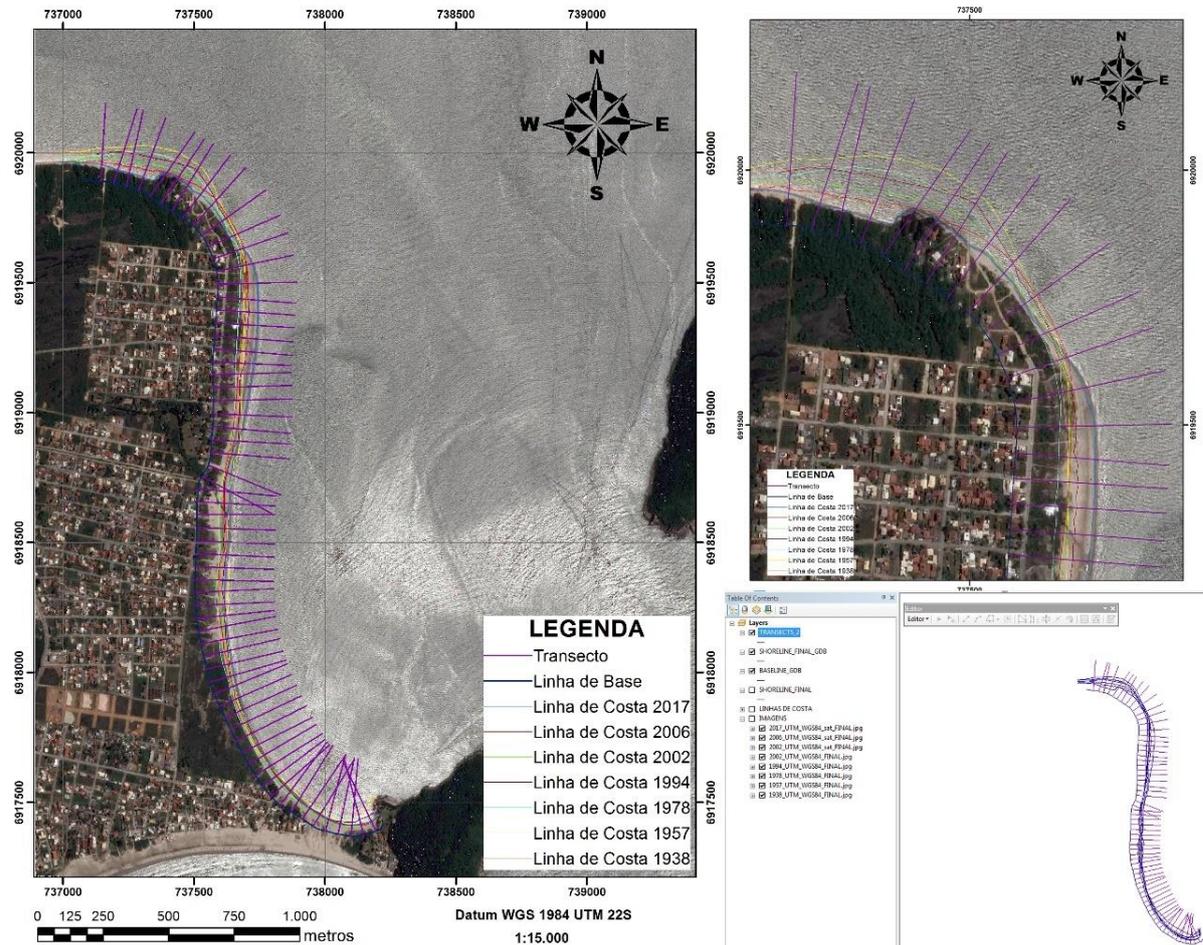


Fonte: *Google Earth* modificado pelo autor (2017).

### 6.1.3 Cálculo da variação e taxas de variação

A variação e as taxas de variação entre as linhas de costas foram obtidas através da ferramenta computacional DSAS 4.3 (*Digital Shoreline Analysis System*) (THIELER et al., 2009), utilizada como uma extensão do *software* ArcGis. Foram gerados 64 transectos ortogonais à uma linha de base que respeitou a conformação da linha de costa, com espaçamento de 50 metros ao longo de seus 3150 metros de extensão como pode ser observado na Figura 27.

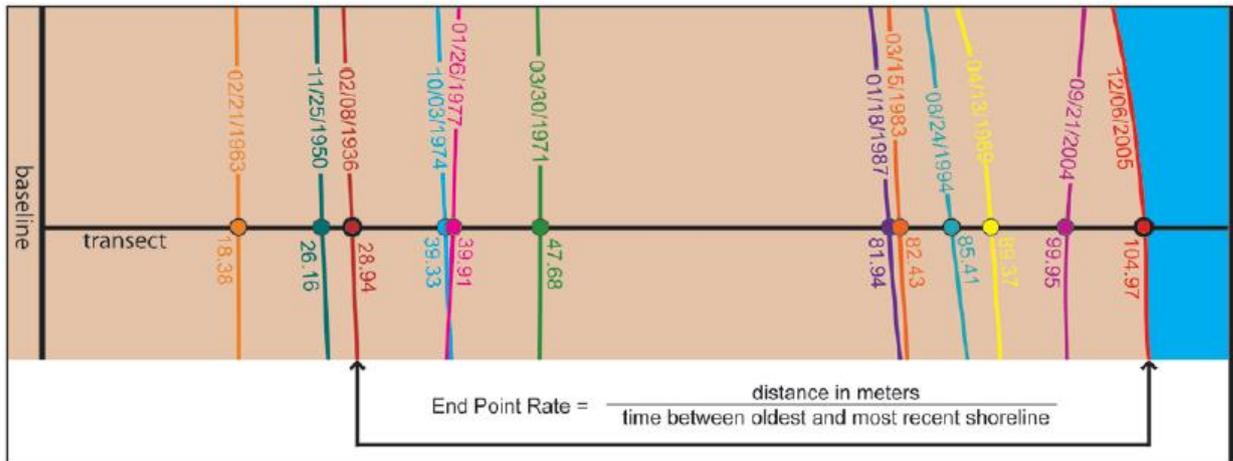
Figura 27 - Imagem da Praia do Sonho de 2017 com todas as linhas de costa sobrepostas cortadas perpendicularmente pelos 64 transectos. Setor norte da praia no detalhe superior. Linha de base, linhas de costa e transectos no detalhe inferior. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: *Google Earth* modificado pelo autor (2017).

Para os cálculos foi adotado o método EPR (*End Point Rate*), pois o estudo buscou quantificar de fato quanto a linha de costa variou, o método calcula as taxas de variação dividindo a distância do movimento da linha de costa pelo tempo decorrido entre a linha de costa mais antiga e a mais recente (THIELER et al., 2009). As principais vantagens do EPR são a facilidade de cálculo e o requisito mínimo de apenas duas datas de linha de costa, como pode-se observar na Figura 28.

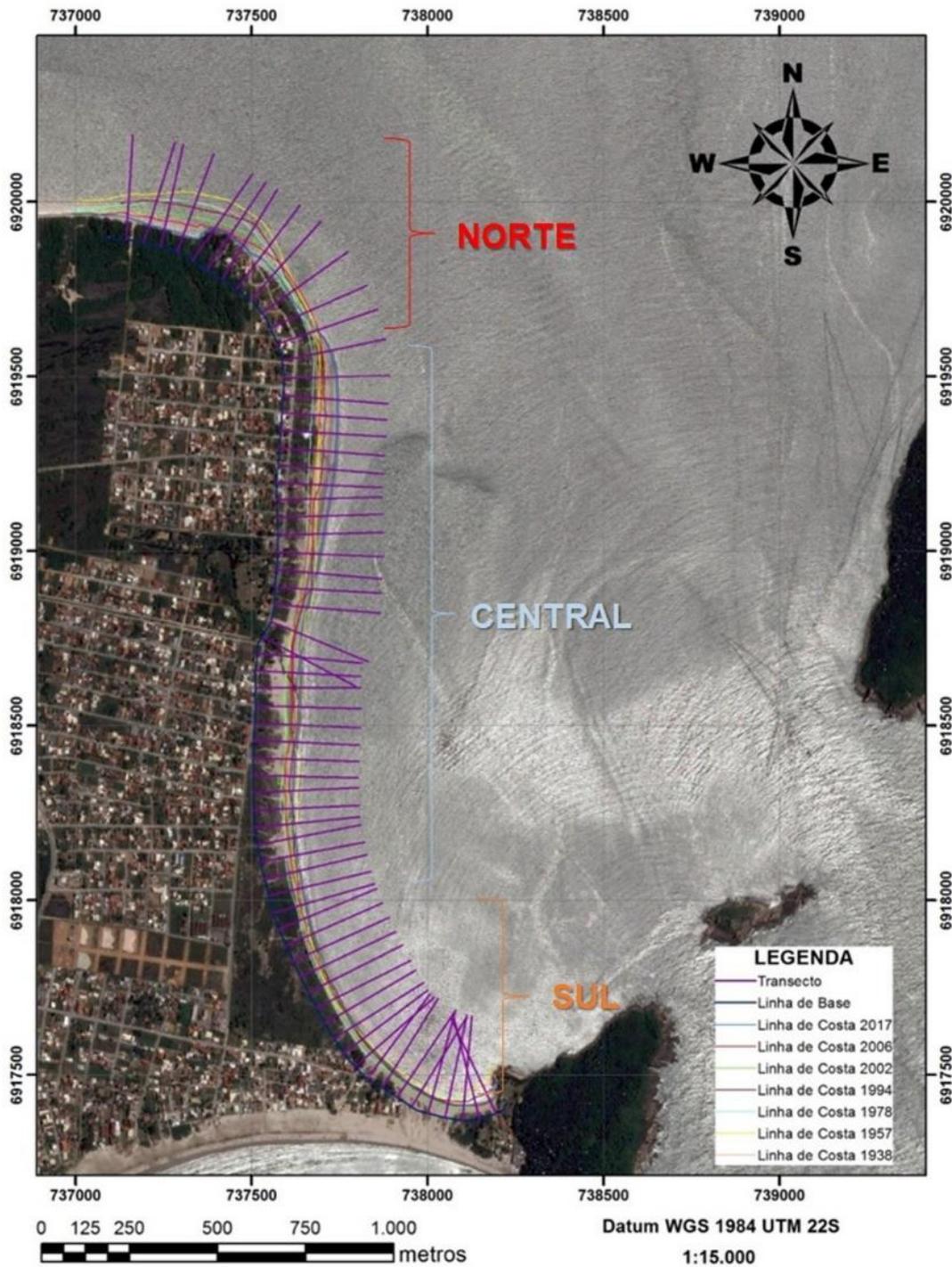
Figura 28 - Exemplo do método “End Point Rate”.



Fonte: Thieler et al. (2009).

Para análise dos resultados, as taxas de variação obtidas foram calculadas para a praia como um todo e também segmentadas nos setores norte (trecho com formato curvilíneo, transectos 1 à 11, 500 metros), central (trecho retilíneo da praia, transectos 12 à 47, 1850 metros) e sul (trecho curvilíneo associado à uma zona de sombra, transectos 48 à 64, 800 metros) como está disposto na Figura 29.

Figura 29 - Imagem da Praia do Sonho de 2017 dividida em setores: NORTE, CENTRAL e SUL. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: *Google Earth* modificado pelo autor (2017).

#### 6.1.4 Cálculo do erro associado ao método

Para calcular a Incerteza associada à variação e às taxas de variação de linha de costa obtidas foram utilizadas as fórmulas propostas por Hapke et al. (2006) como pode-se observar na equação abaixo. Conforme os autores, a confiabilidade dos resultados está ligada a três fatores: i) processo de georreferenciamento das imagens ( $eg$ ), que é o RMS Error dado pela própria ferramenta de georreferenciamento do ArcGis; ii) processo de digitalização das linhas de costa ( $ed$ ), neste processo é avaliado a resolução da imagem quanto a sua qualidade, e atribuído 1 para uma imagem de boa qualidade e 2 para as não tão boas; iii) variação de maré local ( $em$ ), neste caso o valor máximo de variação de maré para região de Florianópolis é 2 m, pois não se sabe se no momento que foi tomada a fotografia era uma baixa-mar ou preamar, ou até mesmo se havia um evento atmosférico acontecendo:

$$E1 = \sqrt{eg^2 + ed^2 + em^2}$$

Abaixo encontra-se a equação para o cálculo do erro/incerteza associado ao período ( $E1$  e  $E2$ ):

$$Ea = \frac{\sqrt{E1^2 + E2^2}}{n}$$

Para a avaliação dos resultados foi realizada comparação entre períodos com pouco adensamento populacional e períodos bastante adensados populacionalmente para verificar se existe relação antrópica na variação da linha de costa.

## 6.2 FASE 2 – IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO NUMÉRICO HIDRODINÂMICO 2D

Para concluir os objetivos propostos por este trabalho, optou-se pela utilização do modelo Delft3D, pois é um *software* livre e bastante difundido em estudos costeiros no Brasil e no mundo.

A implementação de um modelo numérico hidrodinâmico está dividida em cinco etapas, onde a primeira, segundo Rosman et al. (2001) é a obtenção de informações quantitativas, a segunda é o pré-processamento dessas informações, a terceira é a

escolha dos parâmetros a serem utilizados, a quarta é a calibração seguida de validação do modelo e a última é o pós-processamento.

No presente estudo foi utilizado o módulo FLOW do Delft3D para as simulações, o RGFRID para gerar as grades numéricas e também o QUICKIN para interpolação da batimetria.

### **6.2.1 Levantamento e processamento de dados**

Os dados coletados para implementação do modelo foram:

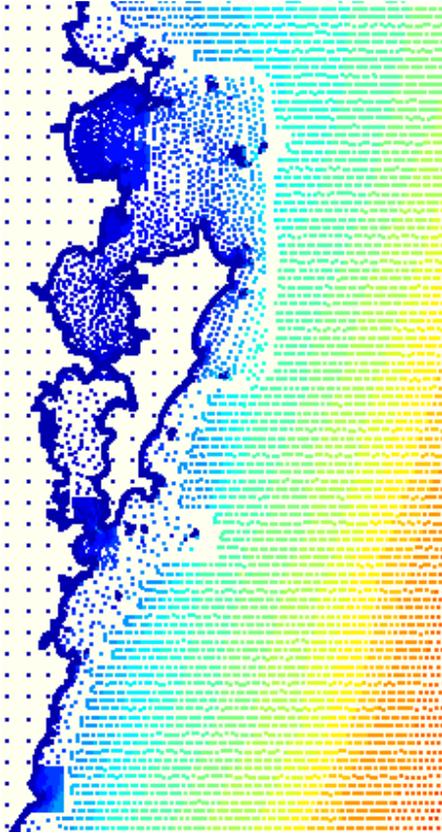
- Linha de costa e batimetria estado de Santa Catarina;
- Dados de nível do marégrafo de Imbituba e de Jurerê;
- Dados de nível e corrente medidos por ADCP na Baía Norte.

#### *6.2.1.1 Linha de costa e batimetria*

A linha de costa foi delimitada através do arquivo de batimetria obtido do programa Sistema de Modelagem Costeira do Brasil (SMC-Brasil) disponibilizado pelo Laboratório de Oceanografia Costeira (LOC).

Batimetria foi obtida através da compilação e ajustes de dados do programa Sistema de Modelagem Costeira do Brasil (SMC-Brasil) cedidos pelo Laboratório de Oceanografia Costeira (LOC) (Figura 30) e folhas de bordo do Laboratório de Hidráulica Marítima da UFSC (LAHIMAR).

Figura 30 - Batimetria do domínio do modelo.

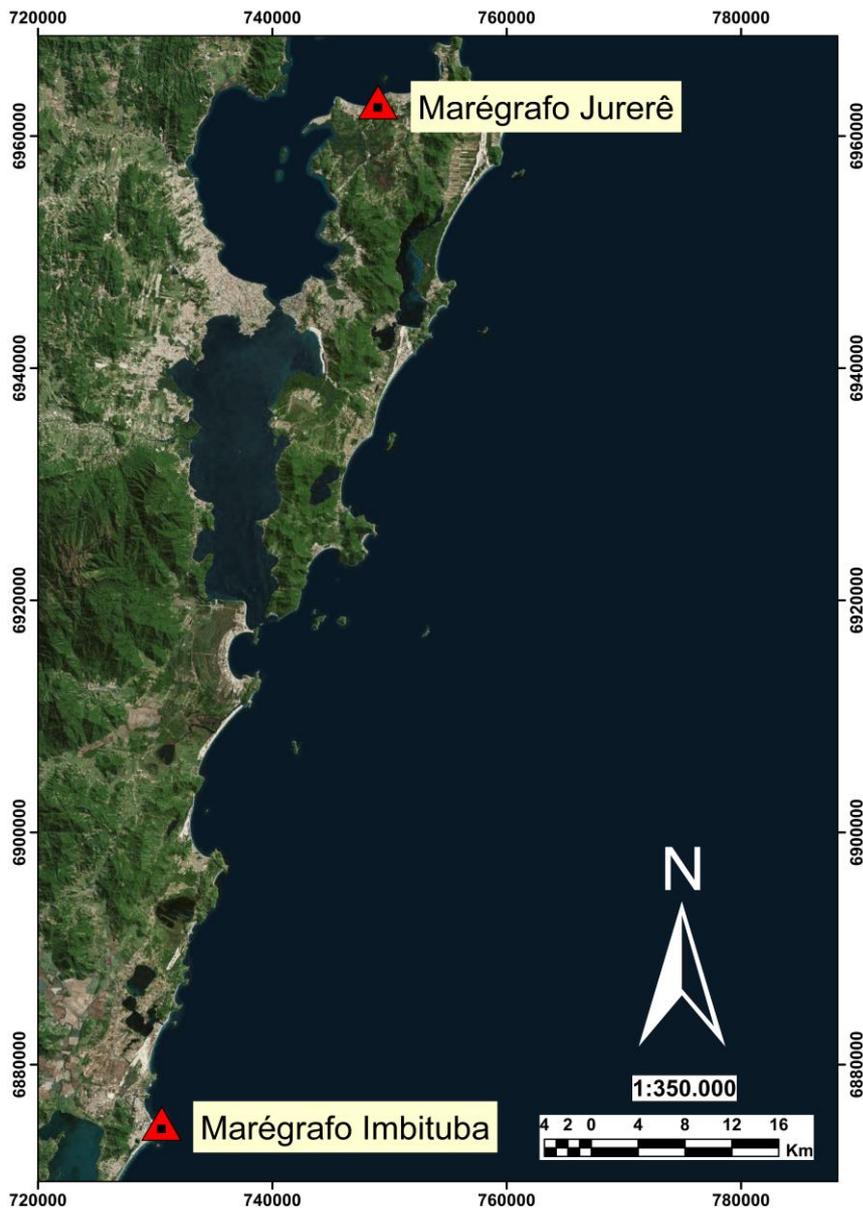


Fonte: SMC-Brasil.

### 6.2.1.2 Dados de nível para forçamento

Os dados de níveis para o forçamento do modelo foram coletados entre os meses de maio e agosto de 2013. Os dados para o forçamento da fronteira norte do modelo foram coletados pelo marégrafo do LAHIMAR localizado no trapiche do late Clube Veleiros da Ilha, na posição geográfica (-27.433921°, -48.481172°). Para forçamento da fronteira sul, foram utilizados os dados do marégrafo oficial do IBGE do porto de Imbituba, localizado na posição (-28.225000°, - 48.650000°) (Figura 31).

Figura 31 - Localização dos marégrafos que coletaram os dados de nível utilizados para forçar o modelo numérico. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.

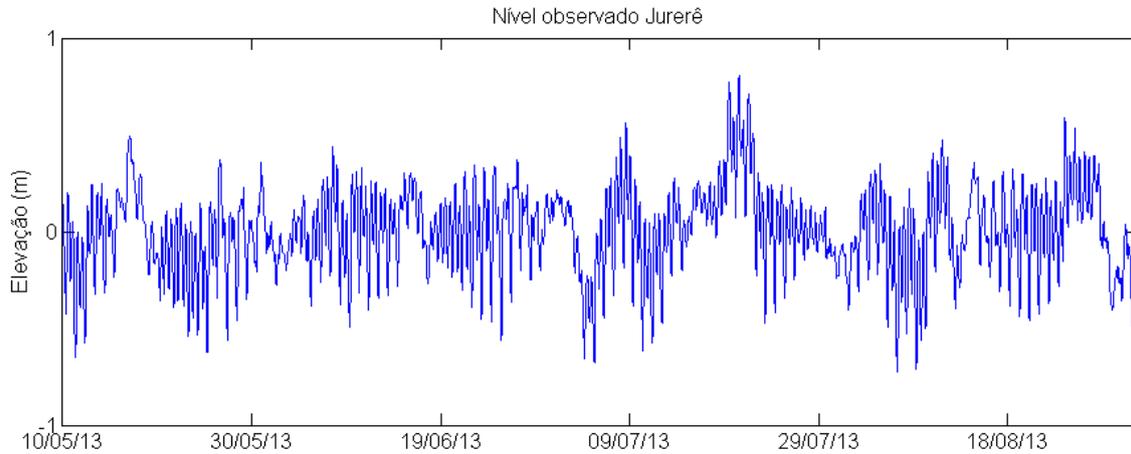


Fonte: *Basemap World Imagery* from ARCGIS. Modificado pelo autor (2018).

As séries temporais de nível medidas pelo marégrafo e utilizadas para forçamento do modelo numérico são apresentadas na Figura 32 e Figura 33.

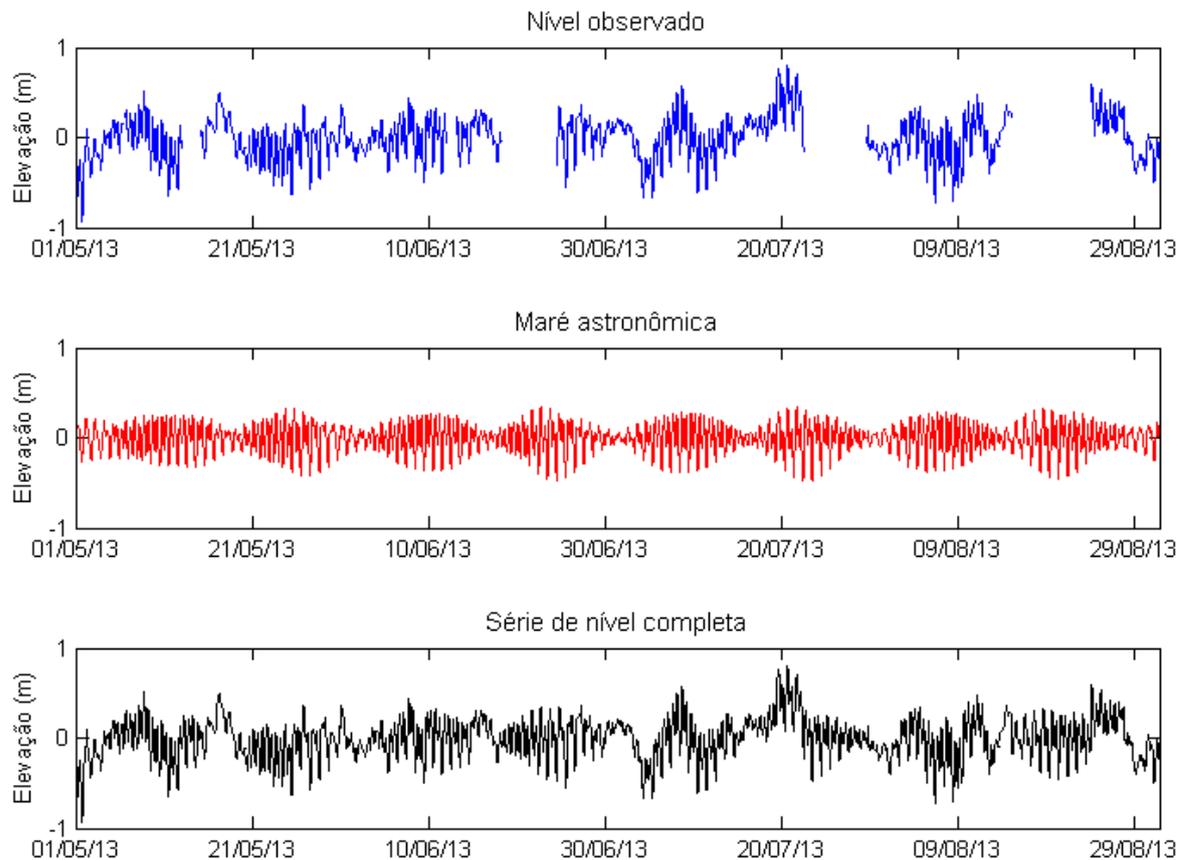
As lacunas existentes na série temporal de nível do Porto de Imbituba foram preenchidas com dados de maré astronômica. A série astronômica foi recriada através das constantes harmônicas extraídas da própria série de dados medidos utilizando o pacote *matlab* `t_tide` (PAWLOWICZ; BEARDSLEY; LENTZ, 2002).

Figura 32 - Série de nível medido pelo marégrafo do LAHIMAR instalado em Jurerê.



Fonte: Autor (2018).

Figura 33 - Série de nível medido pelo marégrafo do porto de Imbituba (quadrado superior). Série de maré astronômica gerada para o mesmo período (quadrado do meio). Série de nível medido com lacunas preenchidas com a série astronômica (quadrado inferior).



Fonte: Autor (2018).

### 6.2.1.3 Dados de nível e corrente para calibração

Os dados de níveis para a calibração do modelo regional foram obtidos através de dados de nível cedidos pela EPAGRI/CIRAM, entre os meses de maio e junho de 2013.

Na parte central do Canal da Ilha de Santa Catarina, onde foi feita a calibração do modelo, os dados foram provenientes do fundeio de um ADCP, na posição geográfica (-27.597582°, -48.563119°).

Os dados de corrente foram obtidos através desse mesmo fundeio, realizado entre os meses de maio e junho de 2013.

## 6.2.2 Implementação do modelo numérico

O modelo precisa ser configurado de maneira que possa ser obtido o resultado mais condizente com a realidade. Esse processo é fundamental e requer a realização de diversos testes, de forma a garantir a estabilidade numérica, aferir o período de aquecimento para o tamanho do domínio, identificar qual melhor coeficiente de rugosidade de fundo a ser utilizado, além de realizar ajustes nas condições de contorno.

### 6.2.2.1 Domínio numérico

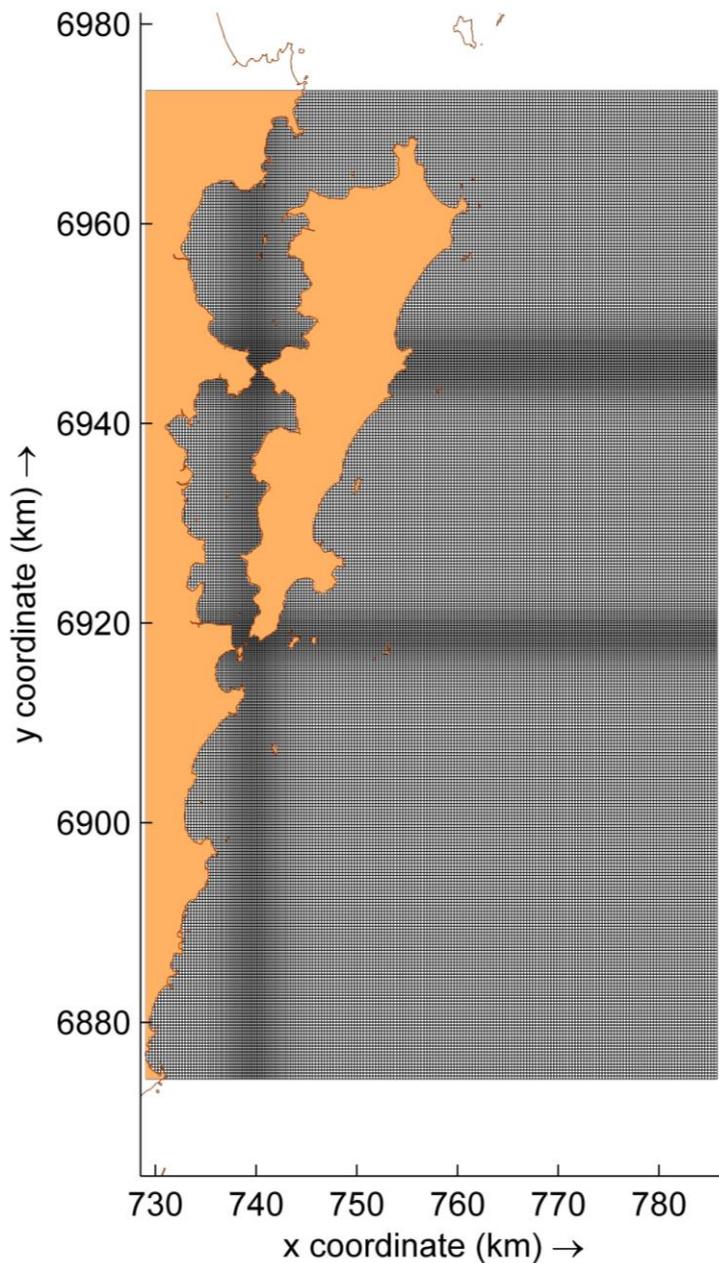
Fortuna (2012) salienta que para tratar o problema computacionalmente, é necessário expressar as equações de forma adequada na região do domínio. Como não se pode obter soluções numéricas sobre uma região contínua, devido aos infinitos pontos, inicialmente o domínio é discretizado, ou seja, dividido em pontos. E, somente nesses pontos as soluções são obtidas, e o conjunto de pontos denominado “malha”. Sendo assim, o domínio foi discretizado de maneira que a área de estudo ficasse distante dos pontos onde o modelo foi forçado.

As grades numéricas foram construídas através do módulo RGFGGRID, descrito no 4.2.1.1.. Para obtenção de boa resolução na área de interesse foi necessário a criação de duas grades numéricas, chamadas aqui de grade regional e grade local.

A grade regional foi discretizada utilizando uma malha não uniforme estruturada ( $i,j = 206 \times 368$ ), com 75808 pontos de resoluções ( $\Delta x; \Delta y$ ) variadas (Figura 34), sendo

a maior (300 m x 300 m) nas regiões marginais do domínio, e a menor (150 m x 150 m) nos locais de calibração do modelo e área de interesse do estudo, obtendo-se assim, média de 272,11 m para  $(\Delta x; \Delta y)$ , com 5613,38 km<sup>2</sup> de área total e 75808 células, sendo 15346 células fechadas, com área 1136,33 km<sup>2</sup>, e 60462 células abertas, com área 4477,05 km<sup>2</sup>, para o cálculo numérico.

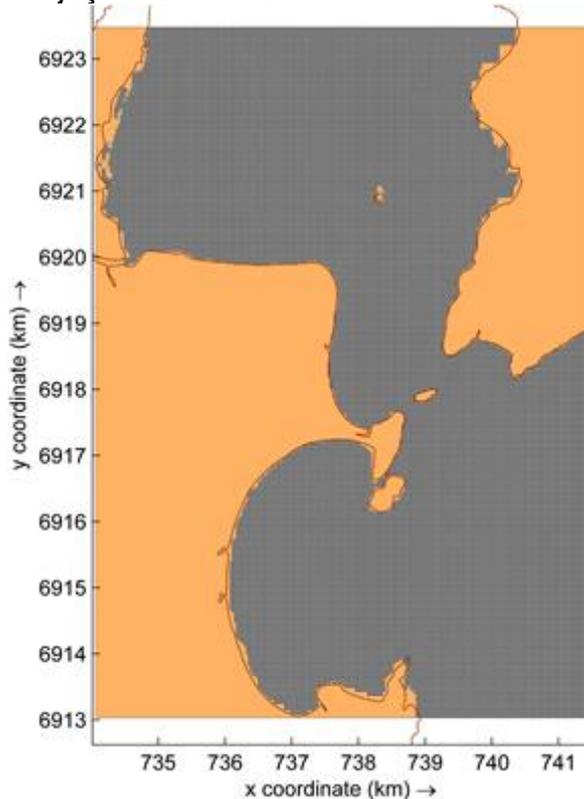
Figura 34 - Grade numérica para o domínio regional. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: Autor (2018).

A grade local foi discretizada utilizando uma malha uniforme ( $i,j = 254 \times 348$ ), com 88392 pontos de dimensões ( $\Delta x; \Delta y$ ) 30 m (Figura 35), com 79,5528 km<sup>2</sup> de área total e 88392 células, sendo 34346 células fechadas, com área 30,9114 km<sup>2</sup>, e 54046 células abertas, com área 48,6414 km<sup>2</sup>, para o cálculo numérico.

Figura 35 - Grade do domínio local, em cinza, às células abertas. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: Autor (2018).

Tabela 3 – Resolução de grade regional e grade local com suas respectivas áreas.

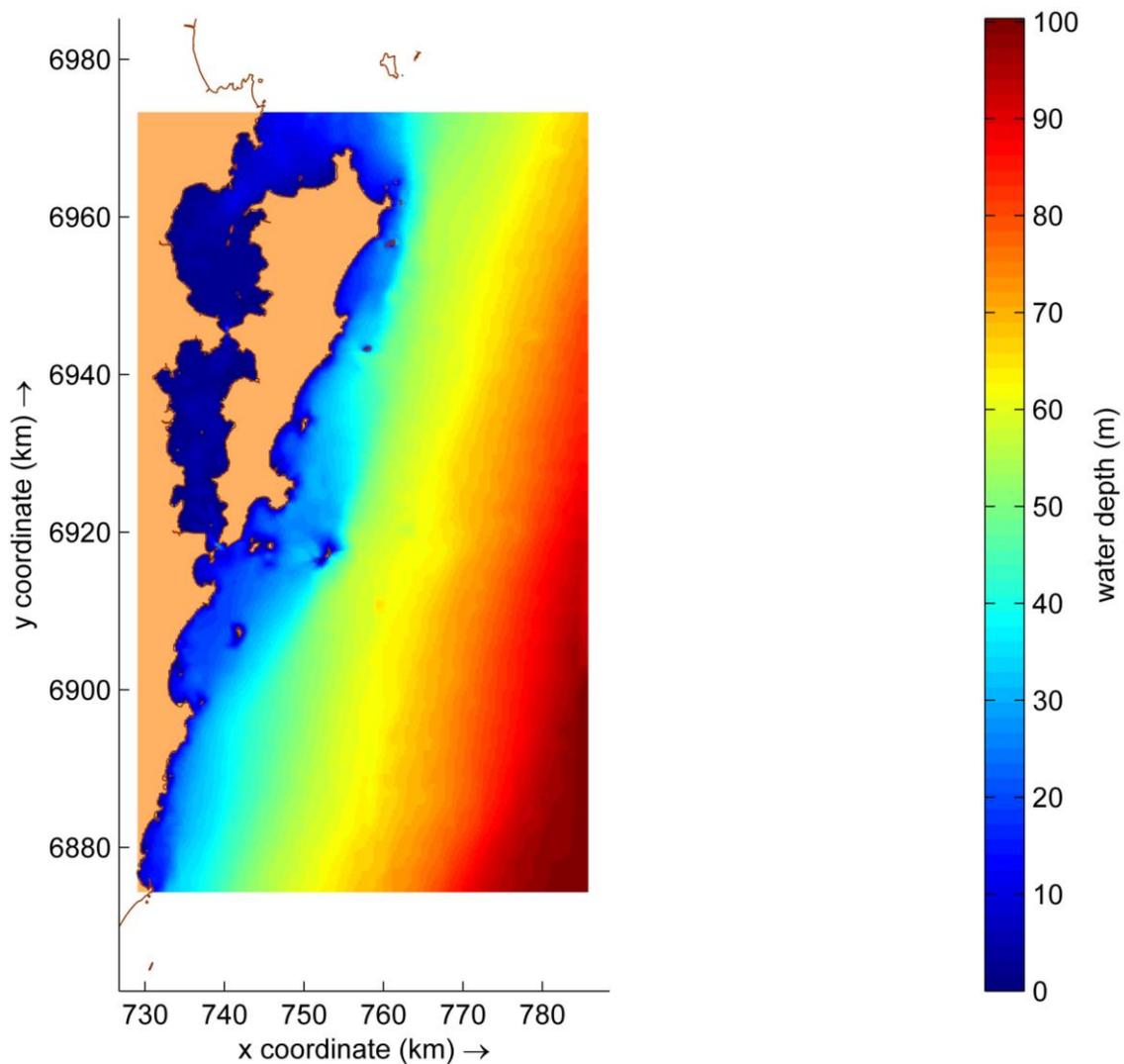
<b>Especificações</b>	<b>Grade Regional</b>	<b>Grade local</b>
Malha (média $\{\Delta x; \Delta y\}$ )	272,11 m x 272,11 m	30 m x 30 m
Células horizontais / (i,j) / área	75808 / 206 x 368 / 5613,38 km <sup>2</sup>	88392 / 254x348 / 79,5528 km <sup>2</sup>
Células abertas / área	60462 / 4477,05 km <sup>2</sup>	54046 / 48,64 km <sup>2</sup> ,
Células fechadas / área	15346 / 1136,33 km <sup>2</sup>	34346 / 30,9114 km <sup>2</sup>
Coordenada vertical	Sigma – 1 camada	Sigma – 1 camada

Fonte: Autor (2018).

### 6.2.2.2 Batimetria

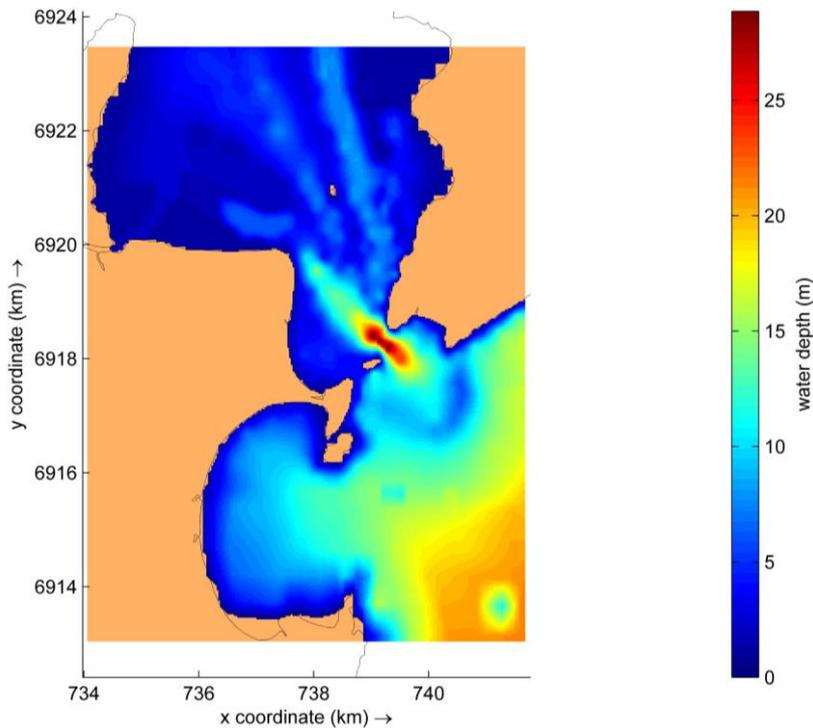
A batimetria foi interpolada utilizando o método de triangulação do módulo QUICKIN, descrito no 4.2.1.2. do presente trabalho. Após o processo de interpolação, foi atribuído manualmente valores aos pontos que ficaram desconexos dos valores observados nas cartas náuticas. Sendo o resultado desse processo, atribuído como condição de contorno de fundo (Figura 36 e Figura 37).

Figura 36 - Batimetria interpolada utilizada como condição de contorno de fundo do modelo hidrodinâmico. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: Autor (2018).

Figura 37 - Batimetria do domínio local padrão. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: Autor (2018).

No fundo do mar, as condições de contorno para as equações de momento são:

$$\frac{\nu_V}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=-1} = \frac{1}{\rho_0} \tau_{b\lambda},$$

$$\frac{\nu_V}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=-1} = \frac{1}{\rho_0} \tau_{b\phi},$$

Onde  $\tau_{b\lambda}$  e  $\tau_{b\phi}$  as componentes de *stress* de fundo respectivamente nas direções  $\lambda$  e  $\phi$ .

Para o fluxo médio em modelos 2D, a tensão de cisalhamento no leito induzida por um fluxo turbulento é assumida por uma lei de fricção quadrática:

$$\vec{\tau}_b = \frac{\rho_0 g \vec{U} |\vec{U}|}{C_{2D}^2}$$

Onde  $|\vec{U}|$  é a magnitude da velocidade média na horizontal e  $C$  é o coeficiente de Chézy dado em  $(m^{1/2}/s)$ , também denominado como coeficiente de rugosidade de fundo.

### 6.2.2.3 Condições de contorno

Para o domínio regional de estudo foi considerado três contornos laterais abertos e um fechado. Como condição de contorno para as fronteiras abertas Norte e Sul foi utilizada a forçante de série temporal do tipo Neumann. Segundo Dalbosco (2013), este tipo de condição de contorno só pode ser aplicada nas fronteiras perpendiculares à linha de costa, e é utilizado para impor um gradiente de nível d'água ao longo da costa.

Já para a fronteira Leste, paralela a linha de costa, foi utilizada a fronteira do tipo nível de água, a fim de caracterizar os processos de maré medida na região norte e sul do domínio (Tabela 4). Para a fronteira Oeste, único contorno fechado, foram desconsideradas as vazões de rios, sendo esta uma fronteira de terra, erguida a uma altura de 5 m para evitar alagamentos e serem analisados apenas os padrões hidrodinâmicos.

Tabela 4 - Caracterização das fronteiras do modelo hidrodinâmico regional.

<b>Fronteira</b>	<b>Forçante</b>	<b>Tipo</b>
Norte	Série Temporal	Neumann
Sul	Série Temporal	Neumann
Leste	Série Temporal	Nível de água

Fonte: Autor (2018).

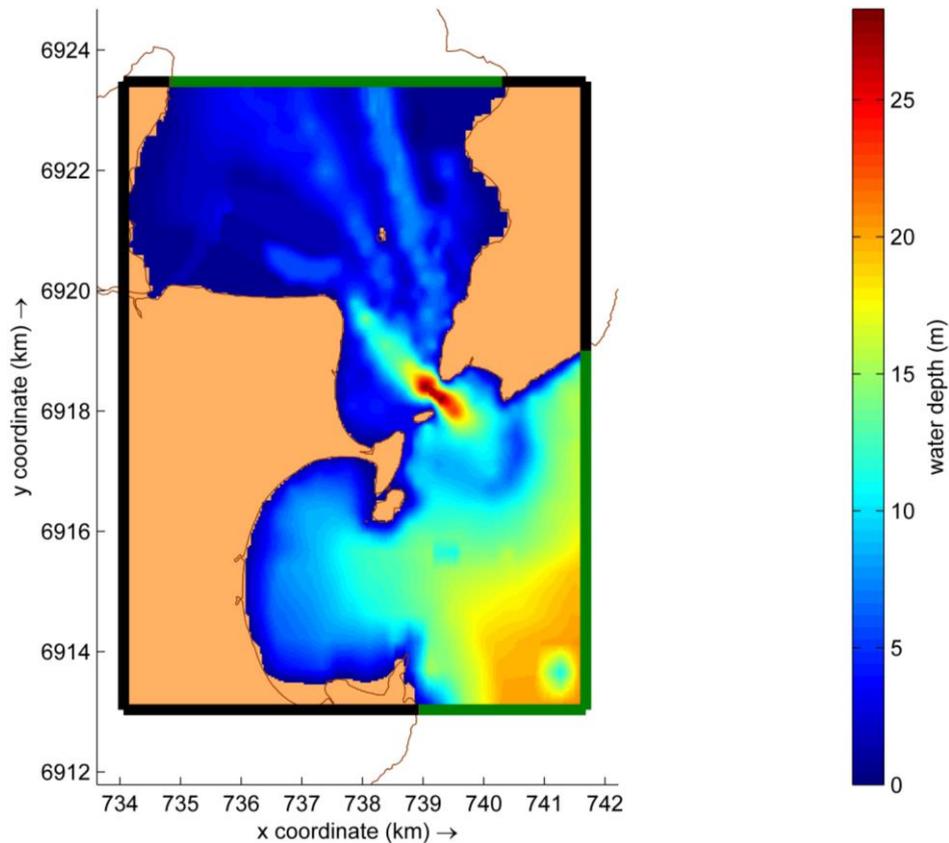
Ao atribuir o valor zero às fronteiras do tipo Neumann, o nível é considerado constante entre as fronteiras e as correntes tem escoamento livre em processos reflexivos:

$$\left(\frac{\partial \eta}{\partial y}\right) \Big|_{j=0} = 0$$

$$\left(\frac{\partial \eta}{\partial y}\right) \Big|_{j=368} = 0$$

Para o domínio local foi atribuída como condição de contorno para as fronteiras abertas o nível de água da saída do modelo regional a fim poder simular a dragagem com uma melhor resolução de grade e sem tanto gasto computacional. As fronteiras abertas estão representadas pela cor verde, já as fechadas, pela cor negra na Figura 38.

Figura 38 - Localização das fronteiras abertas (verde) e fechadas (negra). Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: Autor (2018).

#### 6.2.2.4 Configuração

O passo de tempo  $\Delta t$  é determinado através do número de *Courant* ( $Cr$ ). Esta variável adimensional é calculada através da relação:

$$Cr = \frac{\Delta t \sqrt{gH}}{\{\Delta x, \Delta y\}}$$

Onde o  $\Delta t$ , portanto, é o intervalo de tempo para integração numérica,  $H$  a profundidade local,  $\{\Delta x, \Delta y\}$  expressa o tamanho da célula em cada componente direcional da grade numérica.

Para determinação do  $\Delta t$ , seguiu-se o manual do módulo hidrodinâmico Delft3D-FLOW, (2017), que sugere o valor de  $Cr$  máximo de 10. De forma assim, a garantir a eficiência do modelo. Desta maneira:

$$\Delta t = \frac{10\{\Delta x, \Delta y\}}{\sqrt{9,81H}}$$

Atribuiu-se o menor valor de  $\{\Delta x, \Delta y\}$  à equação, e para  $H$  atribuiu-se a maior profundidade encontrada na região do menor valor de  $\{\Delta x, \Delta y\}$ , a fim de garantir para as demais células um valor seguro de  $\Delta t$ .

Foi encontrado o valor de  $\Delta t = 47$  segundos. Valor este que foi usado nos primeiros testes, os quais verificou-se a necessidade de reduzir o valor. Para garantir com sobras a estabilidade do modelo, foi atribuído o valor de  $\Delta t = 9$  segundos, conforme utilizado por (GARBOSSA et al. 2014). Encontrou-se assim,  $Cr = 2$ , ficando bem abaixo do proposto pelo manual do DELFT3D.

#### 6.2.2.5 Calibração

Essa etapa é de fundamental importância para implementação do modelo, nela deve-se checar se as escalas características dos fenômenos de interesse e as escalas de discretização do modelo são compatíveis; posteriormente checa-se se a geometria do domínio de interesse está adequadamente representada; assim como também as condições de contorno estão condizentes com o fenômeno que se quer observar; e por último as variações de nível e correntes  $u$  e  $v$ , a estas verifica-se se um modelo está simulando corretamente as variações do nível d'água, em amplitudes e fases, se os volumes de água estão sendo corretamente trocados dentro do domínio do modelo, bem como as velocidade de corrente também (ROSMAN et al., 2001).

Alguns parâmetros das equações são dependentes das características do escoamento, como o coeficiente de difusão turbulenta  $\mathcal{V}$ , ou dependentes das características do fundo, no caso o coeficiente de atrito de Chézy  $C$ , que são difíceis de estimar com precisão. Martins, Melo e Franco (1997) fizeram uma calibração

preliminar no Canal de Santa Catarina, e verificaram que os resultados do modelo podem ser sensíveis a esses parâmetros, e fizeram simulações para diferentes valores médios para  $\mathcal{V}$  e  $C$ , de modo a verificar em que casos os resultados do modelo se aproximavam mais das medições.

Os autores verificaram que ao alterar valores de  $\mathcal{V}$ , não obtiveram alterações significativas, porém, ao alterar o coeficiente de atrito de fundo Chézy, sim.

Para a determinação de um valor de Chézy médio para a área do domínio do presente estudo, utilizou-se da seguinte expressão proposta por Abbott e Basco (1989):

$$C = 18 \log \frac{6H}{a}$$

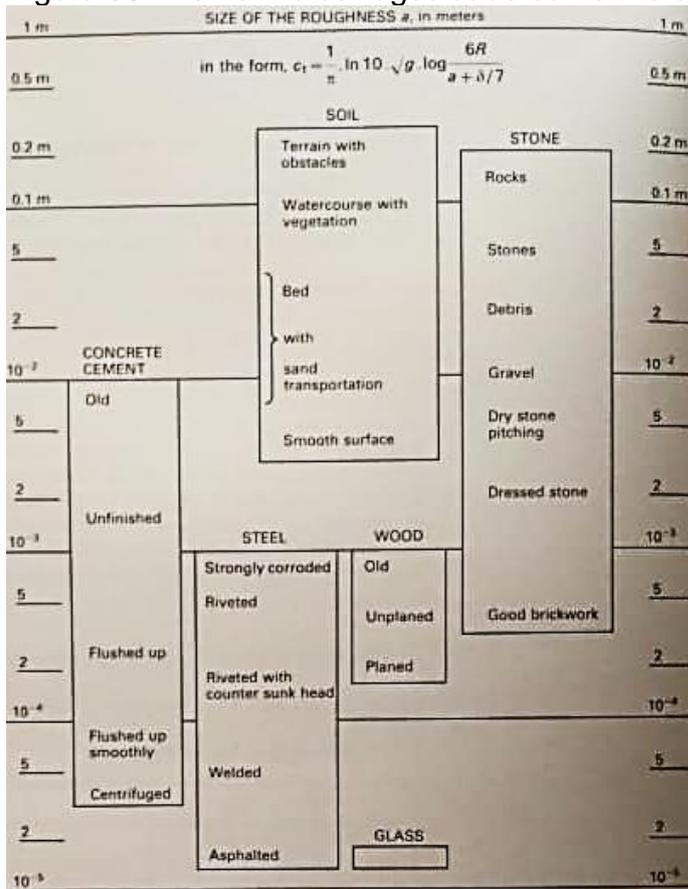
Onde  $H$  é a profundidade e  $a$  a altura da rugosidade do fundo, expressa por:

$$a = \frac{\varepsilon}{2}$$

Onde  $\varepsilon$  é a altura absoluta da rugosidade de fundo dada em metros. Os autores salientam que dependendo a fonte (europeia ou americana), os livros podem vir com a fórmula de Chézy somente com a altura absoluta da rugosidade de fundo  $\varepsilon$ . Desta forma, sabe-se que a determinação do coeficiente de atrito de Chézy é uma relação entre a profundidade e o tipo de substrato de fundo.

Abaixo, pode-se observar valores pré-definidos de  $a$  para diferentes tipos de substrato (Figura 39) (ABBOTT; BASCO 1989):

Figura 39 - Tamanho da rugosidade conforme o substrato.



Fonte: Abbott e Basco (1989).

No presente estudo, fez-se um cálculo preliminar para estimar o coeficiente de Chézy a ser usado nas simulações de calibração do modelo, onde atribuiu-se a  $a$  valor conforme proposto por Abbott e Basco (1989) para transporte de sedimento (0,01 m), e  $H$  foi tomado como a profundidade média das células abertas do domínio do modelo (21,5 m). Desta maneira obteve-se o valor de Chézy igual a 74 m<sup>1/2</sup>/s. Também foi realizado outro cálculo, onde este, por sua vez, levou em consideração apenas o Canal da Ilha de Santa Catarina, com profundidade média de 3,6 m, neste segundo, obteve-se um valor de Chézy igual a 60 m<sup>1/2</sup>/s.

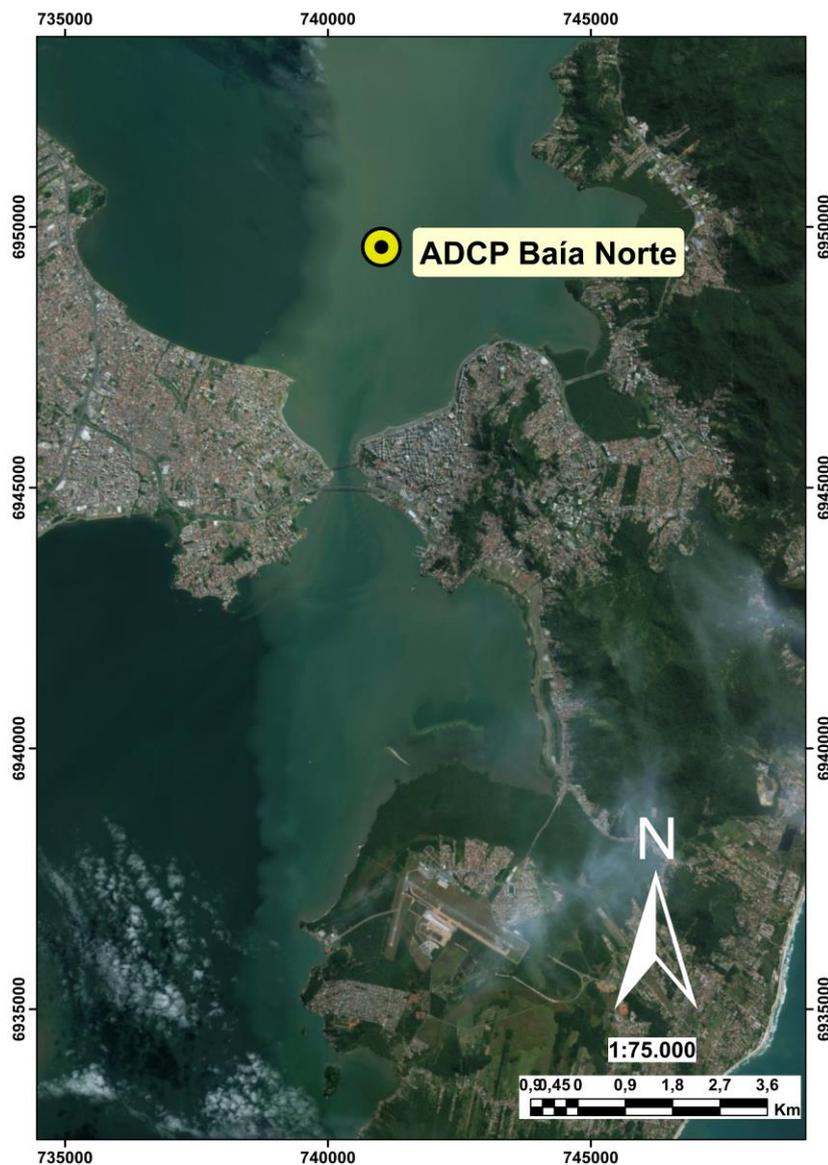
$$C = 18 \log \frac{6(21,5)}{0,01} = 74 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$$

$$C = 18 \log \frac{6(3,6)}{0,01} = 60 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$$

Tomando como base os valores obtidos, foram feitas algumas simulações com estes valores, conforme indica a literatura, e também com valores próximos, a fim de aferir o melhor valor de Chézy.

Foi utilizado dados do fundeio de um ADCP da EPAGRI/CIRAM, realizados no ano de 2013, entre os meses de maio e junho para a calibração. A localização do fundeio pode ser observada na Figura 40.

Figura 40 - Mapa de localização do fundeio do ADCP cujos dados foram utilizados na calibração do presente estudo. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: *Basemap World Imagery from ARCGIS*. Modificado pelo autor (2018).

Ao final desta etapa, chegou-se a parâmetros físicos mais apropriados a serem utilizados na calibração preliminar, com parâmetros podendo ser observados na Tabela 5 abaixo:

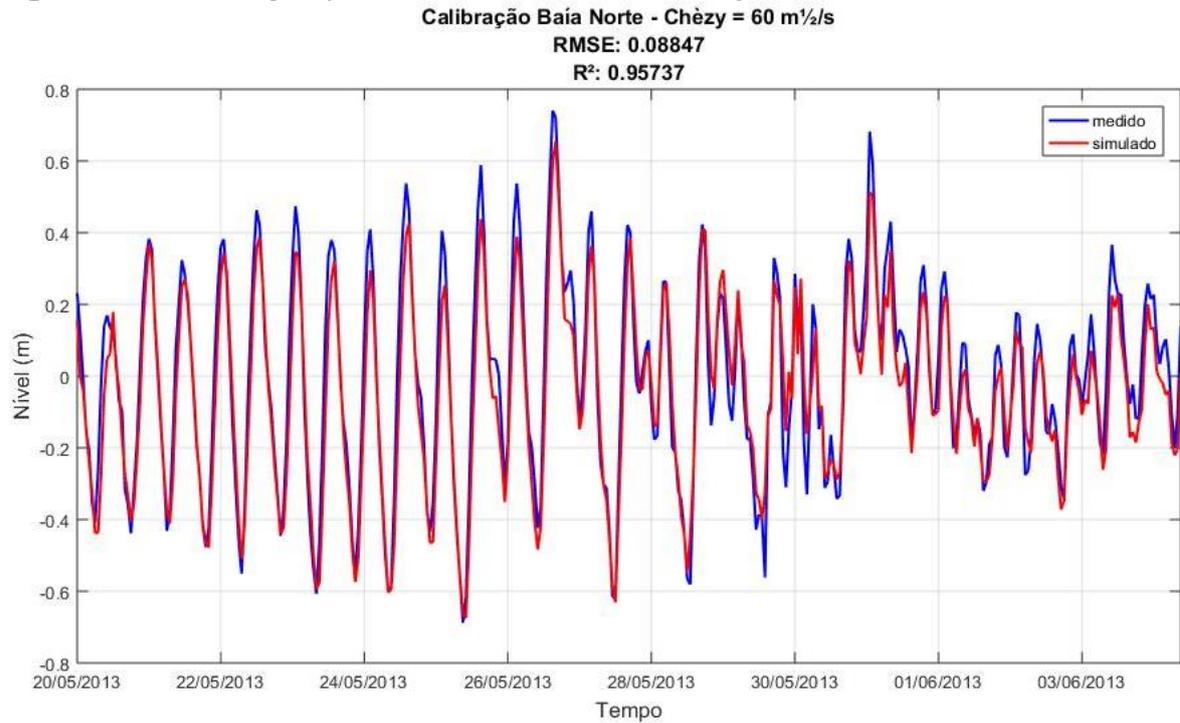
Tabela 5 - Parâmetros físicos utilizados na simulação preliminar.

<b>Parâmetros físicos</b>	<b>Valores utilizados</b>
Coefficiente de rugosidade de fundo (Chézy)	60 m <sup>1/2</sup> /s
Aceleração da gravidade	9,81 m/s <sup>2</sup>
Densidade da água	1025 kg/m <sup>3</sup>
Temperatura da água	20 °C
Salinidade	31 ppt
Coefficiente de viscosidade turbulenta	1 m <sup>2</sup> /s
Coefficiente de difusividade turbulenta	10 m <sup>2</sup> /s

Fonte: Autor (2018).

A calibração foi feita utilizando os dados do ADCP fundeado na Baía Norte, onde abaixo, na Figura 41, pode-se observar a comparação da simulação com o valor de chézy médio de 60 m<sup>1/2</sup>/s para todo o domínio e os dados observados do ADCP:

Figura 41 - Calibração preliminar de nível com chézy médio de 60 m<sup>1/2</sup>/s.



Fonte: Autor (2018).

Nessa etapa de calibração, é necessário quantificar as diferenças entre os dados medidos e os dados que o modelo fornece. Para tal, foi calculado o RMSE (Root Mean Square Error), ou raiz do erro quadrático médio para as séries de nível e corrente:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(M - S)^2}{n}}$$

Onde  $M$  é o dado medido,  $S$  é o dado simulado pelo modelo e  $n$  é o número de elementos da série temporal.

Também foi calculado o coeficiente de determinação  $R^2$  para avaliar o grau de correlação entre os dados medidos e modelados:

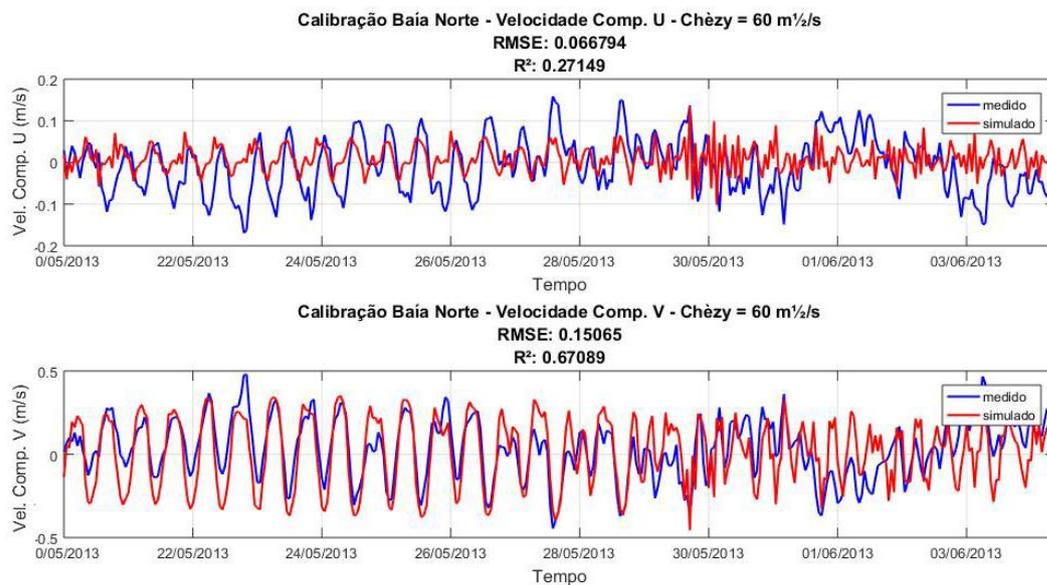
$$R^2 = \frac{\sum(S - \bar{M})^2}{\sum(M - \bar{M})^2}$$

Onde  $S$  são os dados simulados,  $M$  são os dados medidos e  $\bar{M}$  a média dos dados medidos.

Nessa calibração preliminar de nível, conseguiu-se um valor de raiz do erro quadrático médio (RMSE) de 0,08847 m e um coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,95737, o que quer dizer que o modelo tem pouco mais de 95% de correlação de sua saída com o que foi medido com o ADCP.

Na Figura 42 tem-se a tentativa de calibração de corrente nas componentes  $u$  e  $v$ , onde pode-se observar que a corrente mais significativa ( $v$ ), tem cerca de 67% de correlação.

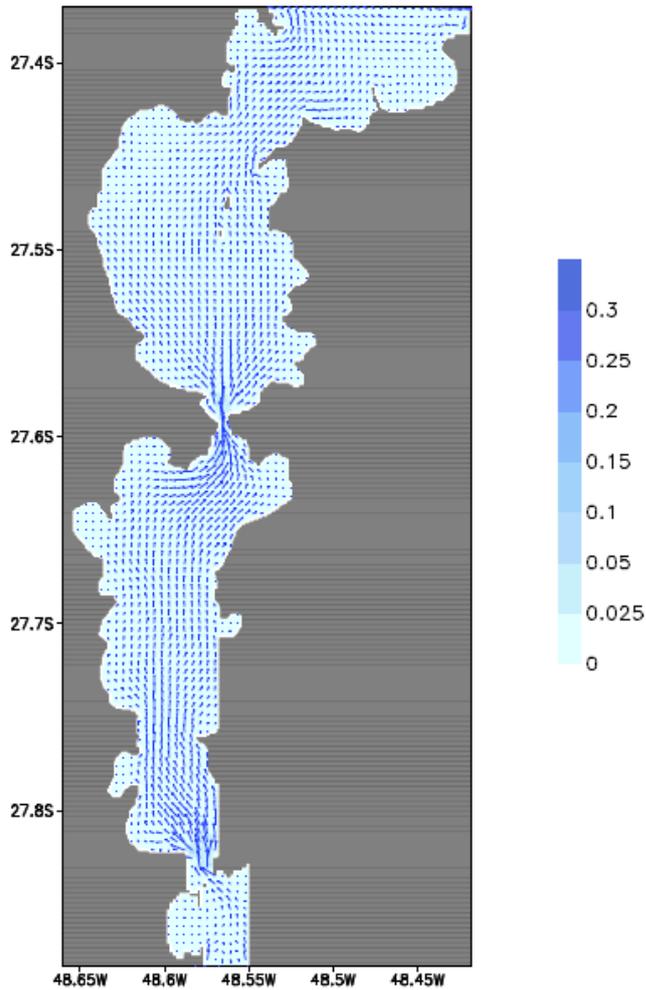
Figura 42 - Calibração preliminar de corrente com chézy médio de 60  $m^{1/2}/s$ .



Fonte: Autor (2018).

Ao analisar o trabalho de Prudêncio (2003), viu-se que os maiores valores de correntes residuais estão onde o canal sofre estrangulamento em sua geometria (Figura 43), assim, sabendo-se que o DELFT3D não atribui atrito lateral, somente de fundo (DELFT3D-FLOW, 2017), se faz necessário uma sobreestimação do valor de coeficiente de rugosidade de fundo chézy para compensar a falta de atrito nas laterais.

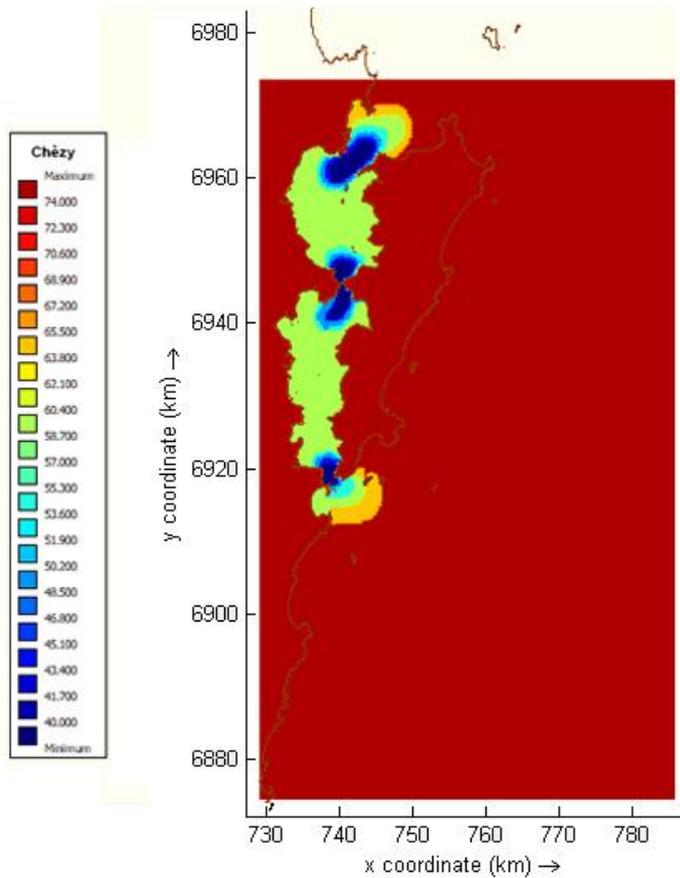
Figura 43 - Campo de correntes resíduais com maré meteorológica.



Fonte: Prudêncio (2003).

Desta forma construiu-se o chamado “Mapa de Chèzy”, com o valor de  $40 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$  nas regiões de estrangulamento,  $60 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$  nas demais regiões do Canal de Santa Catarina e  $74 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$  no restante do domínio, respeitando o cálculo discutido no item 6.2.2.5, proposto por Abbott e Basco (1989), como pode-se observar na (Figura 44), e também, respeitando a condição de suavização entre os diferentes valores de chèzy (DELFT3D-FLOW, 2017):

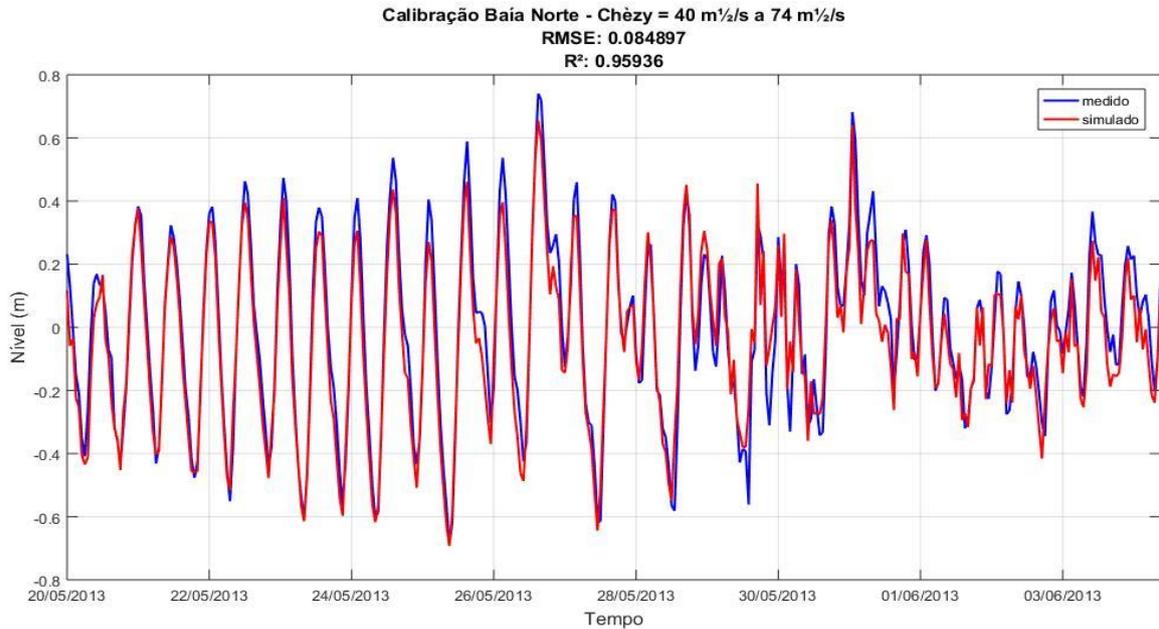
Figura 44 - Mapa de Chèzy, com menores valores nas áreas com maior valor de correntes residuais, e maior valor fora do canal. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: Autor (2018).

Ao realizar a simulação fazendo uso do Mapa de Chèzy, conseguiu-se melhorar minimamente a calibração do nível do modelo, chegando a uma raiz de erro quadrático médio (RMSE) de 0,084897 m e um coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,95936, ou seja, praticamente 96% de correlação, como pode-se observar na Figura 45.

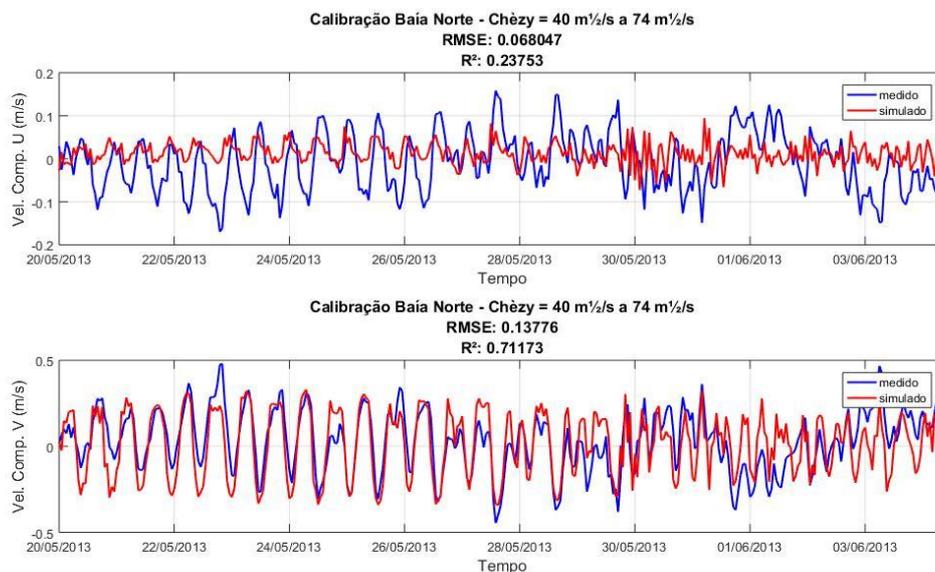
Figura 45 - Calibração de nível com a simulação utilizando o Mapa de Chèzy.



Fonte: Autor (2018).

No que corresponde a calibração de correntes, houve um aumento do erro para componente u de 0,066794 m/s para 0,068047, o que diminuiu a correlação entre os dados simulados e medidos de 27% para 23%. Entretanto, pode-se observar que a correlação da componente mais significativa (v), passou dos 70% de correlação, como está disposto na Figura 46.

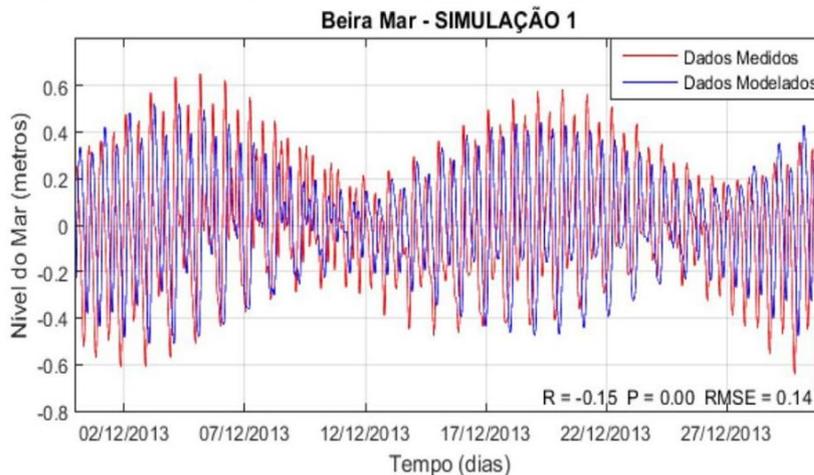
Figura 46 - Calibração de corrente com a simulação utilizando o Mapa de Chèzy.



Fonte: Autor (2018).

Simonetti (2016) calibrou o seu modelo de maré astronômica na Beira Mar de Florianópolis e obteve um erro de 0,14 m (Figura 47). Desta maneira, no presente estudo, credita-se aos dados em branco da série temporal de nível de Imbituba, os quais foram supridos pela maré astronômica, o motivo pelo qual não foi possível melhorar de forma expressiva o erro, além de uma ligeira diferença de fase atribuída a forma com que foram implementadas as condições de contorno e a não consideração de vento na simulação, considerando apenas as sobrelevações e subelevações do nível do mar causados por esse parâmetro.

Figura 47 - Calibração de nível astronômico na Beira Mar de Florianópolis.



Fonte: Simonetti (2016).

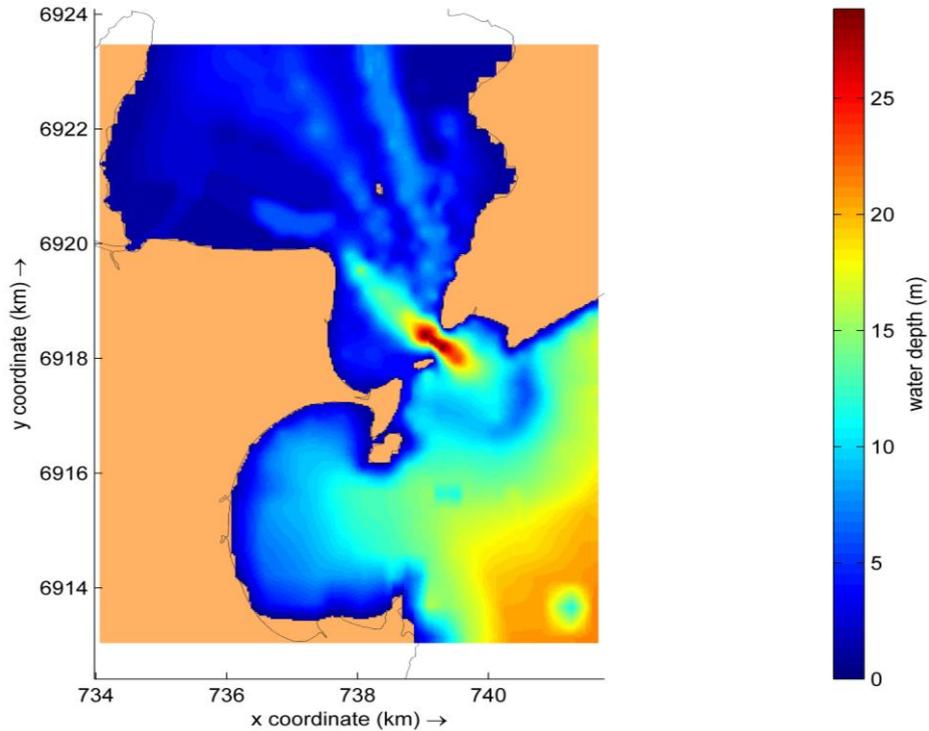
#### 6.2.2.6 Cenários padrão e dragado para o domínio local

Foram construídos dois cenários diferentes para o domínio local com a finalidade de representar de maneira mais precisa o aprofundamento ocasionado pela dragagem. Assim, foram criados um cenário padrão, e outro dragado.

Para assegurar a estabilidade do modelo, foram mantidos os parâmetros utilizados no modelo regional, sendo o local, rodados duas vezes. Na primeira foi rodado sem nenhuma interferência na batimetria, e na segunda foi feito o rebaixamento do assoalho marinho, simulando a dragagem em cotas descritas no relatório de impacto ambiental de Medeiros e Funke (1996), sendo essa a única diferença entre as duas. Para forçar modelo, foram usados dados de nível extraídos do modelo regional de pontos de monitoramento exatamente nas margens do domínio

local. Essas duas simulações foram denominadas cenário padrão e cenário dragado (Figura 48) e (Figura 49).

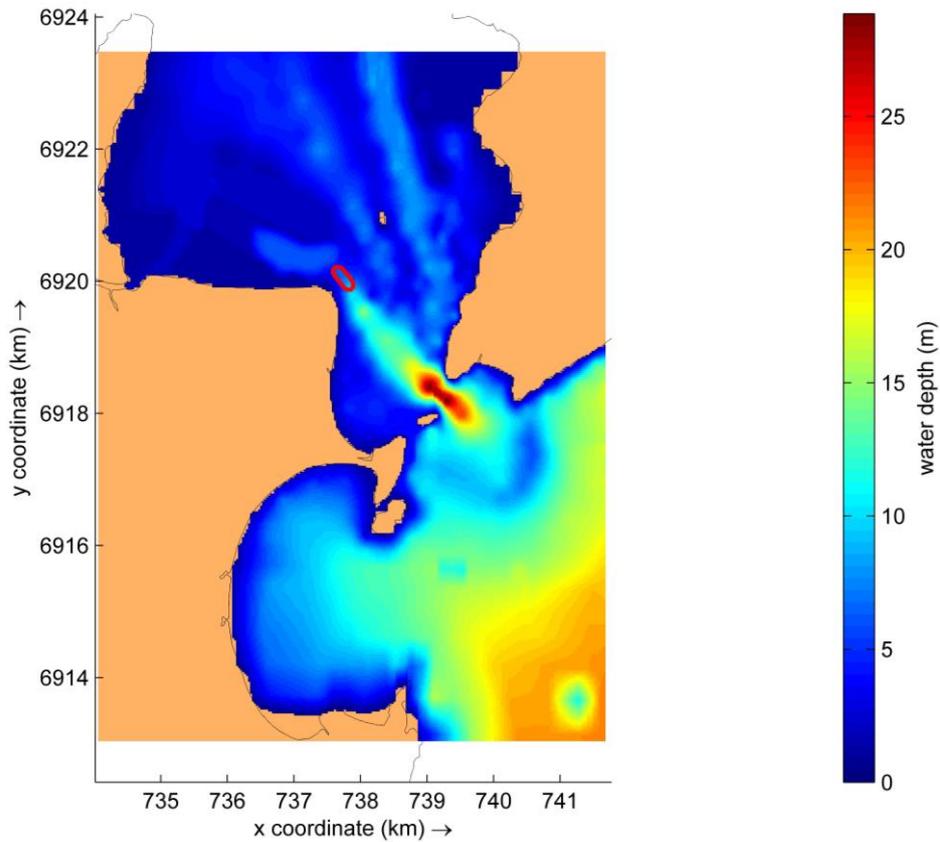
Figura 48 – Cenário Padrão. Com batimetria inalterada.



Fonte: Autor (2018)

No cenário dragado, foi feito um aprofundamento de 2 m em todos os pontos de uma elipse de 150 (a) x 400 (b), totalizando 90000 m<sup>3</sup> dragados como no documento (MEDEIROS; FUNKE, 1996).

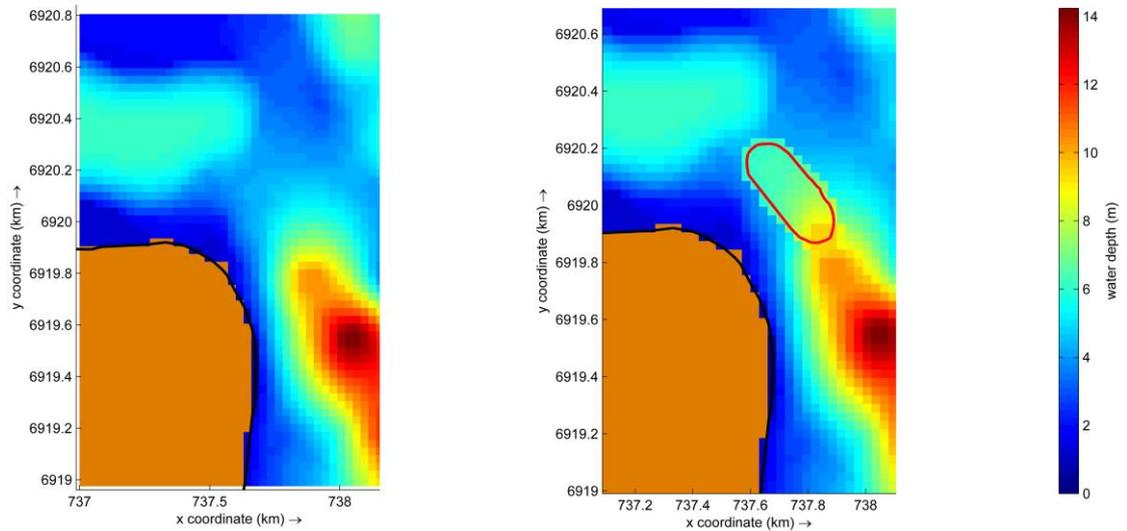
Figura 49 – Cenário dragado com batimetria já alterada no local dragado. Detalhe para a elipse em vermelho apontando o local modificado.



Fonte: Autor (2018).

Na Figura 50 pode-se observar um comparativo da alteração fisiográfica realizada próximo à Praia do Sonho.

Figura 50 - Comparativo dos cenários Padrão x Dragado. Elipse da área dragada em destaque na imagem da direita. Datum WGS84. Projeção UTM22S.



Fonte: Autor (2018).

### 6.3 FASE 3 – ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

A análise foi feita avaliando a diferença de intensidade de corrente entre os cenários padrão e dragado próximos ao setor norte da Praia do Sonho utilizando o cálculo de correntes residuais (médias), para avaliar se as correntes alteram seus padrões, onde, em que cenário e quanto.

## 7 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo serão apresentados e discutidos os resultados obtidos através da metodologia apresentada para cumprir os objetivos propostos.

### 7.1 ANÁLISE VLC

Verificou-se que a Praia do Sonho apresentou alternância de retração e progradação em sua linha de costa ao longo dos períodos analisados.

A linha de costa da Praia do Sonho para todo o período analisado, 1938 – 2017 (79 anos), apresentou uma taxa de retração de -0,03 m/ano (com incerteza de  $\pm 0,07$  m/ano) para a praia como um todo. Porém, os setores central, norte e sul apresentaram comportamentos distintos. No setor norte e sul, foram identificadas taxas de retração de -0,66 m/ano e -0,48 m/ano respectivamente. Enquanto o setor central progradou no mesmo período a uma taxa de 0,36 m/ano (Tabela 6). Assim, analisando as taxas de variação por setor, a incerteza calculada é de cerca de 10% para o setor norte, 19% no setor central e 14% para o setor sul.

Tabela 6 - Valores médios por setor de variação e taxa de variação (1938 - 2017).

<b>VALORES MÉDIOS POR SETOR</b>		
<b>SETOR</b>	<b>1938 - 2017</b>	
	<b>VARIAÇÃO (m)</b>	<b>TAXA (m/ano)</b>
<b>Norte</b>	-52,13	-0,66
<b>Central</b>	28,07	0,36
<b>Sul</b>	-37,74	-0,48
<b>Incerteza</b>	$\pm 7,61$	$\pm 0,07$
<b>Total</b>	-2,17	-0,03

Fonte: Autor (2017).

Ao avaliar, porém, os resultados para cada período, também são identificados comportamentos alternados de retração e progradação da linha de costa ao longo dos 79 anos. No período de 1938 – 1957 (19 anos) a praia como um todo progradou (deslocamento de 6,89 m), onde foi observado na parte norte e central um processo de progradação de 1,15 m/ano e 0,88 m/ano, respectivamente. Enquanto no setor sul a linha de costa retraiu a uma taxa de -1,36 m/ano. A incerteza associada a este

período é de  $\pm 0,35$  m/ano (Tabela 7). Ou seja, assim como na análise de 79 anos, levando em consideração o erro associado ao método, não é possível afirmar se a praia retraiu ou progradou. Já na análise por setor, ainda que não se tenha resultados precisos, espera-se ao menos uma tendência, pois o erro compreendeu 30% da taxa do setor norte, 40% do setor central e 25% do setor sul.

Tabela 7 - Valores médios por setor de variação e taxa de variação (1938 - 1957).

<b>VALORES MÉDIOS POR SETOR</b>		
<b>SETOR</b>	<b>1938 - 1957</b>	
	<b>VARIAÇÃO (m)</b>	<b>TAXA (m/ano)</b>
<b>Norte</b>	21,76	1,15
<b>Central</b>	16,64	0,88
<b>Sul</b>	<b>-25,88</b>	<b>-1,36</b>
<b>Incerteza</b>	$\pm 9,60$	$\pm 0,35$
<b>Total</b>	6,89	0,36

Fonte: Autor (2017).

Para o período de 1957 – 1978 (21 anos) foram encontradas taxas de retração em todos os setores da praia. No setor norte -1,29 m/ano, no setor central -1,31 m/ano e no setor sul -0,67 m/ano (Tabela 8). A incerteza para este período é de  $\pm 0,25$  m/ano. Sendo 19% para o setor norte e central e 37% para o setor sul.

Tabela 8 - Valores médios por setor de variação e taxa de variação (1957 - 1978).

<b>VALORES MÉDIOS POR SETOR</b>		
<b>SETOR</b>	<b>1957 - 1978</b>	
	<b>VARIAÇÃO (m)</b>	<b>TAXA (m/ano)</b>
<b>Norte</b>	<b>-27,19</b>	<b>-1,29</b>
<b>Central</b>	<b>-27,45</b>	<b>-1,31</b>
<b>Sul</b>	<b>-14,04</b>	<b>-0,67</b>
<b>Incerteza</b>	$\pm 7,04$	$\pm 0,25$
<b>Total</b>	<b>-24,06</b>	<b>-1,15</b>

Fonte: Autor (2017).

No período seguinte, 1978 – 1994 (16 anos), a praia voltou a progredir em todos os setores (0,84 m/ano,  $\pm 0,20$  m/ano), com valores de 0,24 m/ano no setor norte,

1,26 m/ano no setor central e 0,27 m/ano setor sul (Tabela 9). Respectivamente 23%, 83%, 15% e 74%. Observa-se que os setores norte e sul, têm uma probabilidade grande de não seguir a tendência de progradação calculada.

Tabela 9 - Valores médios por setor de variação e taxa de variação (1978 - 1994).

<b>VALORES MÉDIOS POR SETOR</b>		
<b>SETOR</b>	<b>1978 - 1994</b>	
	<b>VARIAÇÃO (m)</b>	<b>TAXA (m/ano)</b>
<b>Norte</b>	4,24	0,24
<b>Central</b>	22,67	1,26
<b>Sul</b>	4,91	0,27
<b>Incerteza</b>	±4,62	±0,20
<b>Total</b>	15,06	0,84

Fonte: Autor (2017).

Já em 1994 – 2006 (12 anos) foram observadas as maiores taxas de variação da linha de costa negativa (retração), com um deslocamento total no período de -12,24 metros ( $\pm 4,26$  m). A média no setor norte ficou em -2,58 m/ano (a maior taxa de retração identificada), no setor central -0,86 m/ano e no setor sul -0,33 m/ano (Tabela 10). Sendo assim, todos os setores apresentaram média negativa, e pode-se observar uma forte tendência erosiva do setor norte, pois o erro associado ao método não ultrapassa 10%.

Tabela 10 - Valores médios por setor de variação e taxa de variação (1994 - 2006).

<b>VALORES MÉDIOS POR SETOR</b>		
<b>SETOR</b>	<b>1994 - 2006</b>	
	<b>VARIAÇÃO (m)</b>	<b>TAXA (m/ano)</b>
<b>Norte</b>	-30,93	-2,58
<b>Central</b>	-10,29	-0,86
<b>Sul</b>	-3,91	-0,33
<b>Incerteza</b>	±4,26	±0,25
<b>Total</b>	-12,24	-1,02

Fonte: Autor (2017).

E no último período analisado, 2006 – 2017 (11 anos), o setor norte permaneceu apresentando taxas de retração (-1,82 m/ano,  $\pm 0,30$  de incerteza),

enquanto o setor central e sul progrediram, 2,41 m/ano e 0,11 m/ano respectivamente (Tabela 11). Nesse período, chama a atenção a desaceleração da retração do setor norte e a intensa progradação observada no setor central, sendo essa a maior taxa de variação positiva encontrada entre as médias dos setores.

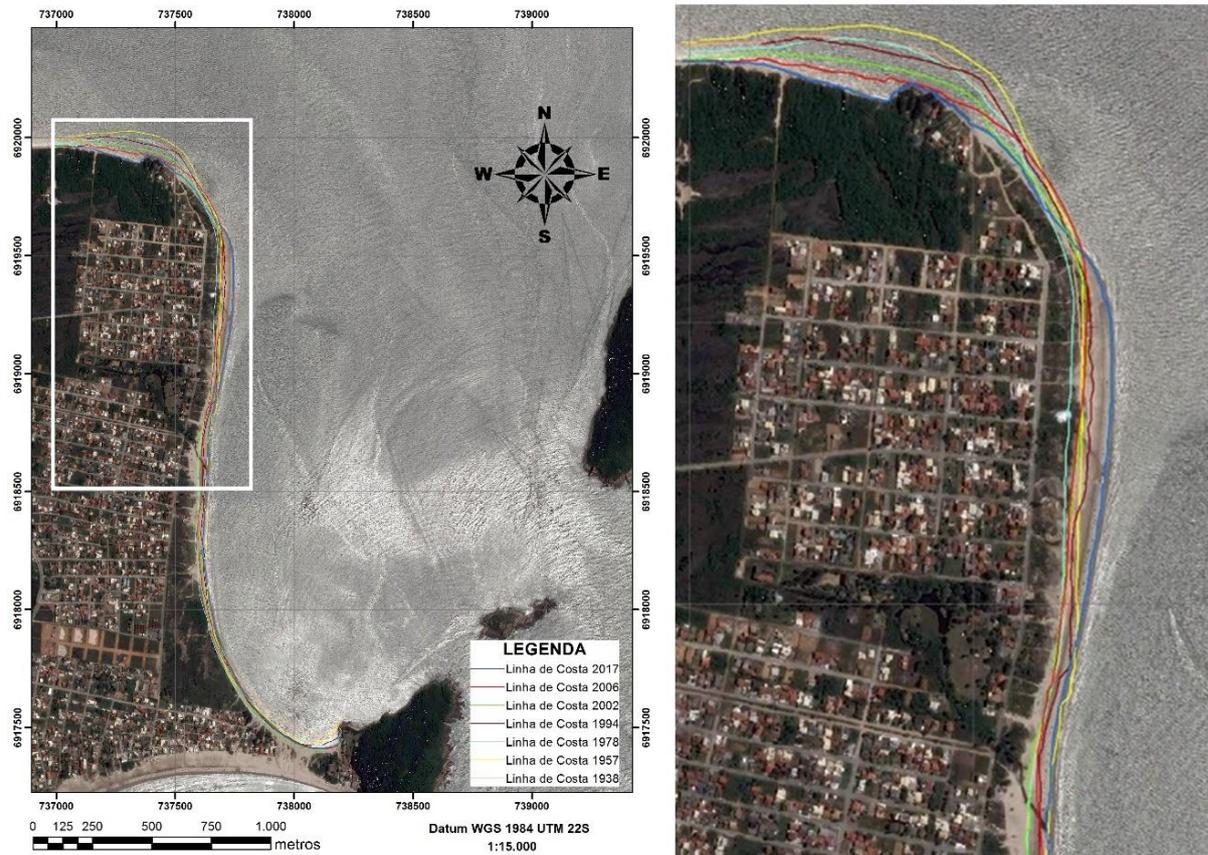
Tabela 11 - Valores médios por setor de variação e taxa de variação (2006 - 2017).

<b>VALORES MÉDIOS POR SETOR</b>		
<b>SETOR</b>	<b>2006 - 2017</b>	
	<b>VARIAÇÃO (m)</b>	<b>TAXA (m/ano)</b>
<b>Norte</b>	<b>-20,01</b>	<b>-1,82</b>
<b>Central</b>	26,49	2,41
<b>Sul</b>	1,18	0,11
<b>Incerteza</b>	±4,70	±0,30
<b>Total</b>	12,17	1,11

Fonte: Autor (2017).

Na Figura 51 estão representadas as linhas de costa de todos os anos do presente estudo na imagem de 2017. Nela pode-se observar especialmente os resultados obtidos.

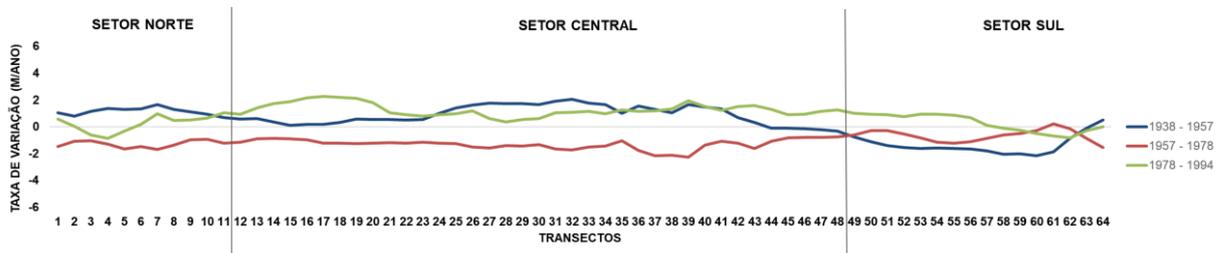
Figura 51 - Fotografia aérea da Praia do Sonho de 2017 com todas as linhas de costa plotadas. Datum: WGS84. Projeção: UTM22S.



Fonte: *Google Earth* modificado pelo autor (2017).

Verifica-se, portanto, que a Praia do Sonho ao longo dos primeiros períodos analisados apresentou um equilíbrio dinâmico, alternando os períodos e os setores de retração e progradação da linha de costa. Tais alterações nos primeiros períodos avaliados [(1938 – 1957); (1957 – 1978); (1978 – 1994)] podem estar associadas às alterações naturais, como regime de correntes, sistemas frontais, e sem massiva ocupação antrópica, o que possibilitou consequentemente a redistribuição de sedimentos em todo arco praiial ao longo desses períodos (Figura 52).

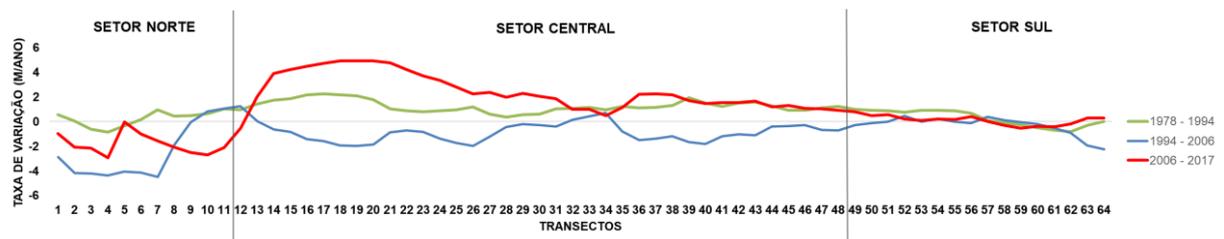
Figura 52 – Gráfico de taxas de variação de linha de costa em períodos com nenhuma ou pouca ocupação antrópica.



Fonte: Autor (2017).

Ao analisar os períodos [(1978 – 1994); (1994 – 2006); (2006 – 2017)], pode-se observar e comparar a diferença de ordem do primeiro período já visto no gráfico anterior, e os demais, sendo esses caracterizados por média a intensa ocupação antrópica. No gráfico (Figura 53), pode-se perceber que alguns transectos chegam a ordem de -4 m/ano no período (1994 – 2006), em roxo, o que sugere causas antrópicas associadas. E em vermelho, o período (2006 – 2017), percebe-se a já comentada desaceleração da retração e a grande progradação no setor central na ordem de até -2 m/ano e +4m/ano em alguns transectos.

Figura 53 – Gráfico de taxas de variação de linha de costa em período de média a intensa ocupação antrópica.



Fonte: Autor (2017).

Vale ressaltar também, que a fixação de parte do pós-praia no setor norte, devido à obra de enrocamento realizada entre o ano de 2006 e 2009, interfere no transporte sedimentar da praia e conseqüentemente nas taxas de variação da linha de costa. Possivelmente, as taxas de retração para o último período analisado no setor norte seriam ainda mais intensas na ausência desta obra.

Para compreender e identificar melhor estes processos e possíveis alterações, se faz necessário o estudo e aplicação de modelos numéricos hidrodinâmicos.

Medeiros e Funke (1996) relatam que a possível causa foi a movimentação de peças e equipamentos pesados no local, deixando uma parte da praia desestabilizada, onde posteriormente ocorreu um evento de forte ressaca que ocasionou o processo de forte erosão observado.

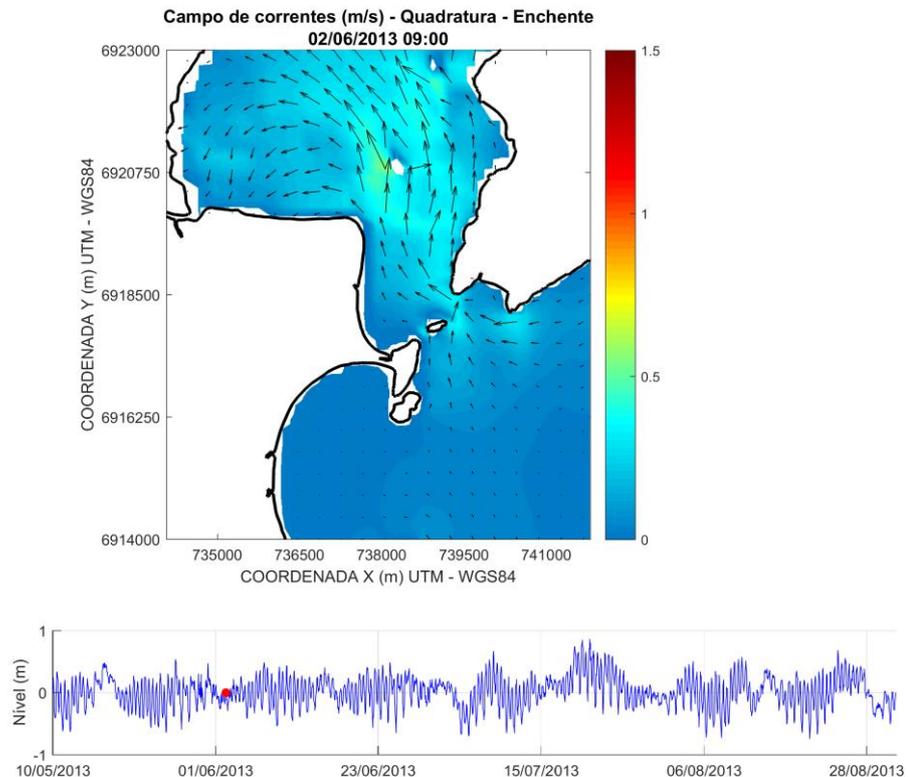
Segundo o PPMA/SC (2008), o lençol freático da Praia do Sonho é muito superficial, o que deixa a praia ainda mais instável, sendo esse um possível agravante ao incidente.

## 7.2 ANÁLISE MODELO NUMÉRICO

Foi implementado um modelo regional para o Canal de Santa Catarina, com o intuito de obter o padrão hidrodinâmico já descrito na literatura e assim, usar como entrada para implementação de um modelo local.

Sendo assim, foi simulado o modelo regional por 4 meses, entre maio e agosto de 2013, período que foi possível obter dados para forçamento e calibração. Abaixo pode-se observar os campos de correntes instantâneos para três cenários de maré. Sendo o primeiro, enchente de quadratura (Figura 54).

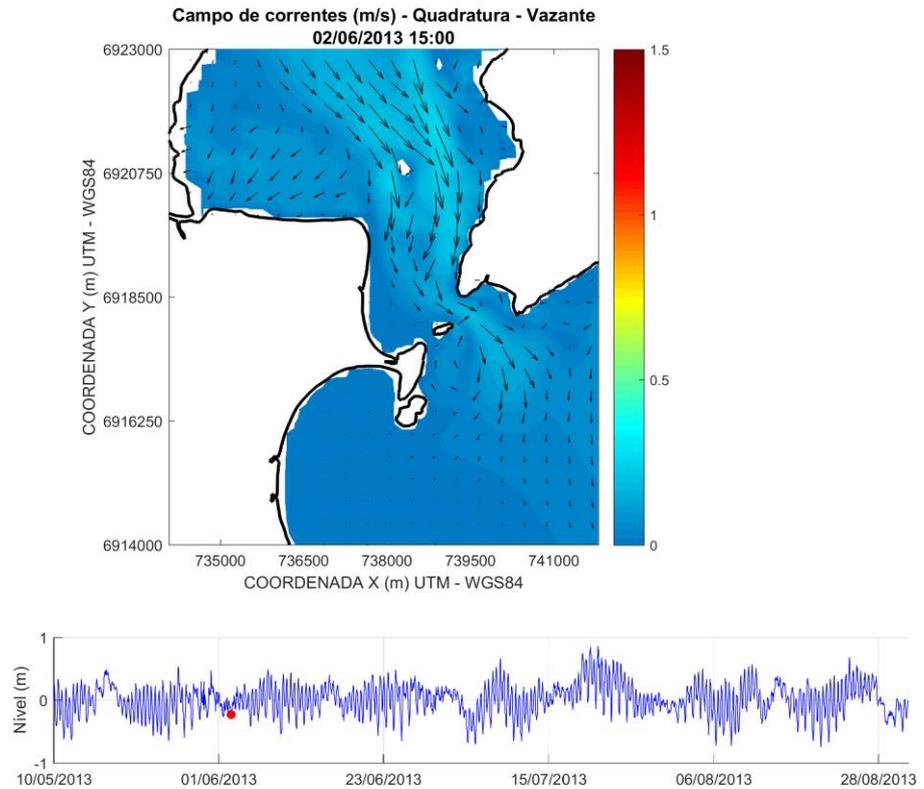
Figura 54 - Campo de correntes instantâneo no canal sul da Baía Sul em maré de Quadratura enchente. Datum WGS84. Projeção UTM22S.



Fonte: Autor (2018)

Na Figura 55 pode-se observar um cenário de maré de quadratura vazante. Ao avaliar as correntes no período de maré de quadratura, observa-se que não ultrapassam 0,5 m/s de velocidade. O que sugere que o gradiente de pressão barotrópico é menor nesses períodos devido a menor variação das elevações da superfície do mar, assim, a deformação (estrangulamento) que a onda de maré sofre devido a geometria da boca do canal tem menor intensidade, logo menores valores de correntes.

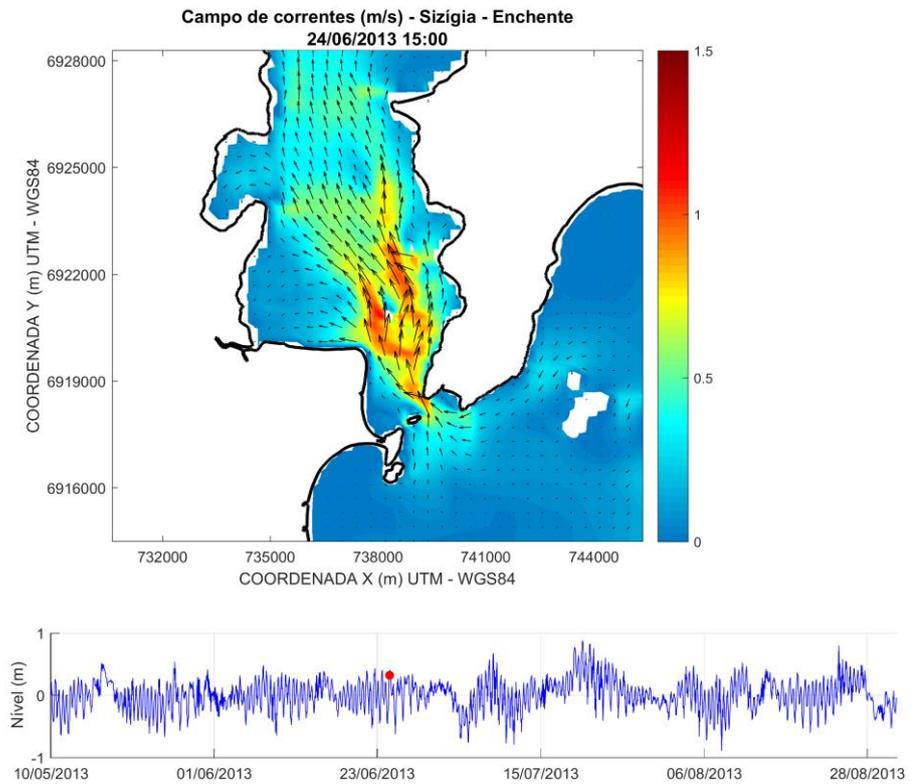
Figura 55 - Campo de correntes instantâneo no canal sul da Baía Sul em maré de Quadratura vazante. Datum WGS84. Projeção UTM22S.



Fonte: Autor (2018)

Já em períodos de maré de sizígia enchente (Figura 56), pode-se observar que as correntes são mais intensas, podendo ultrapassar valores de 1 m/s devido ao maior gradiente de elevação da superfície do mar, o que gera um maior gradiente de pressão barotrópico na região da boca do canal, e uma intensificação das correntes.

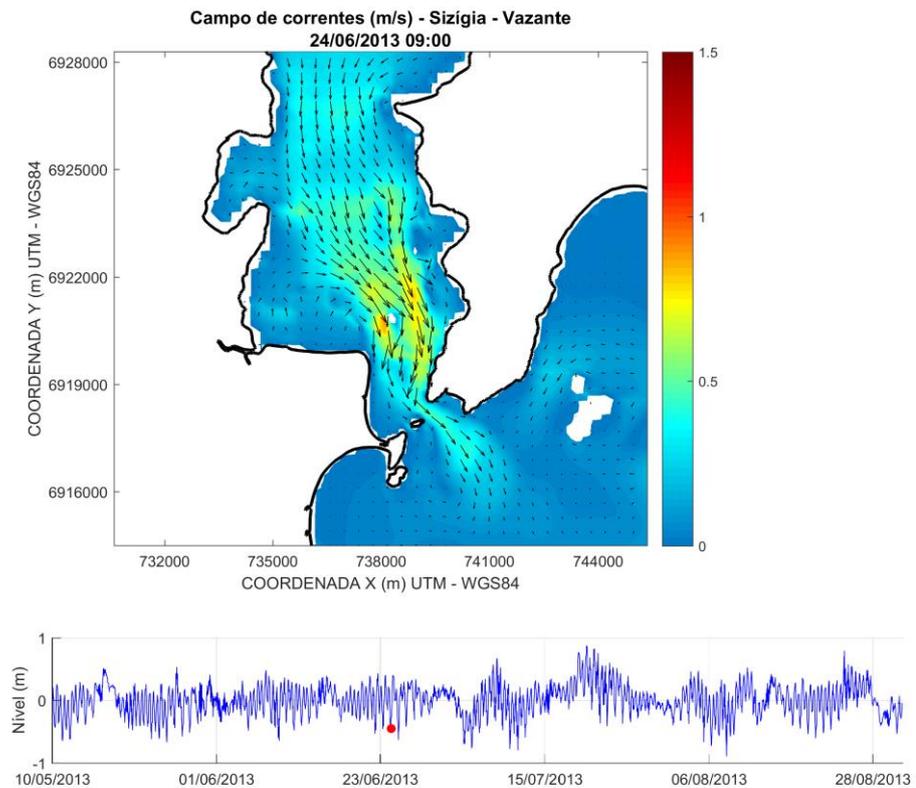
Figura 56 - Campo de correntes instantâneo no canal sul da Baía Sul em maré de Sízigia enchente. Datum WGS84. Projeção UTM22S.



Fonte: Autor (2018)

Ao analisar o cenário instantâneo de maré de sizígia (Figura 57), seis horas antes, observa-se que a intensidade das correntes fica próximo a 0,8 m/s, ligeiramente menor que enchente.

Figura 57 - Campo de correntes instantâneo no canal sul da Baía Sul em maré de Sizígia vazante. Datum WGS84. Projeção UTM22S.

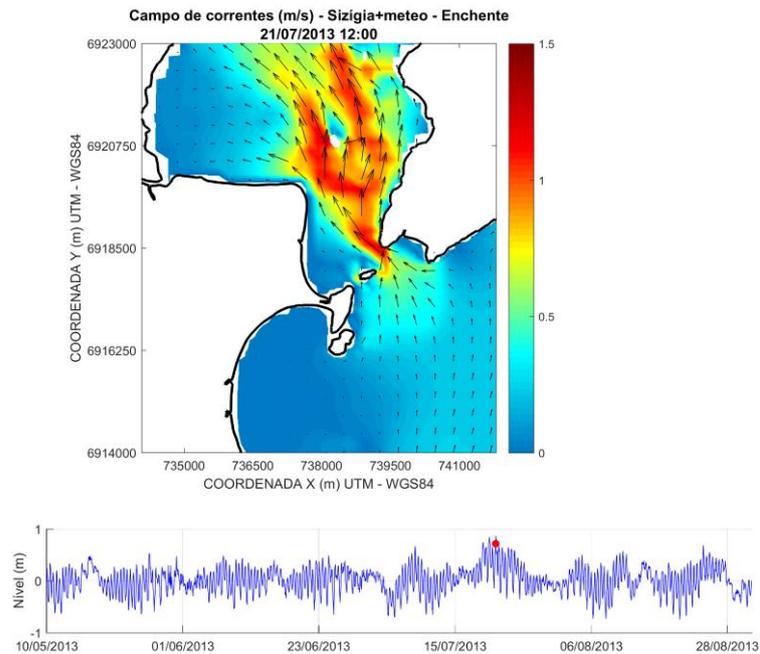


Fonte: Autor (2018)

Ao analisar um período de sobrelevação do nível do mar, entre 20 e 25 de julho de 2013, onde atribui-se tal fenômeno a passagem de um sistema frontal, pode-se observar, portanto, uma intensificação das correntes devido ao gradiente de pressão barotrópica gerado por essa sobrelevação da superfície do mar, onde neste cenário as velocidades de correntes chegam próximos a 1,5 m/s em determinados pontos do canal sul, próximo ao estreitamento do Canal de Santa Catarina.

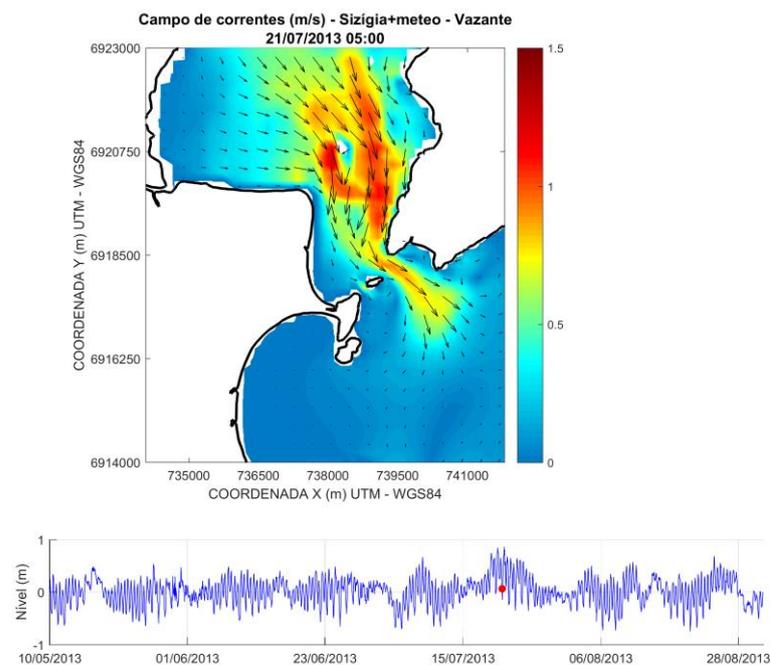
Os resultados obtidos através do modelo regional corroboram o trabalho de Prudêncio (2003), onde as correntes de maré enchente são ligeiramente mais intensas do que as de vazante, e suas maiores intensidades estão nos estrangulamentos do Canal de Santa Catarina, como pode-se observar na Figura 58 e Figura 59.

Figura 58 - Campo de correntes instantâneo no canal sul da Baía Sul em maré de Sizígia + maré meteorológica enchente. Datum WGS84. Projeção UTM22S.



Fonte: Autor (2018)

Figura 59 - Campo de correntes instantâneo no canal sul da Baía Sul em maré de Sizígia + maré meteorológica vazante. Datum WGS84. Projeção UTM22S.

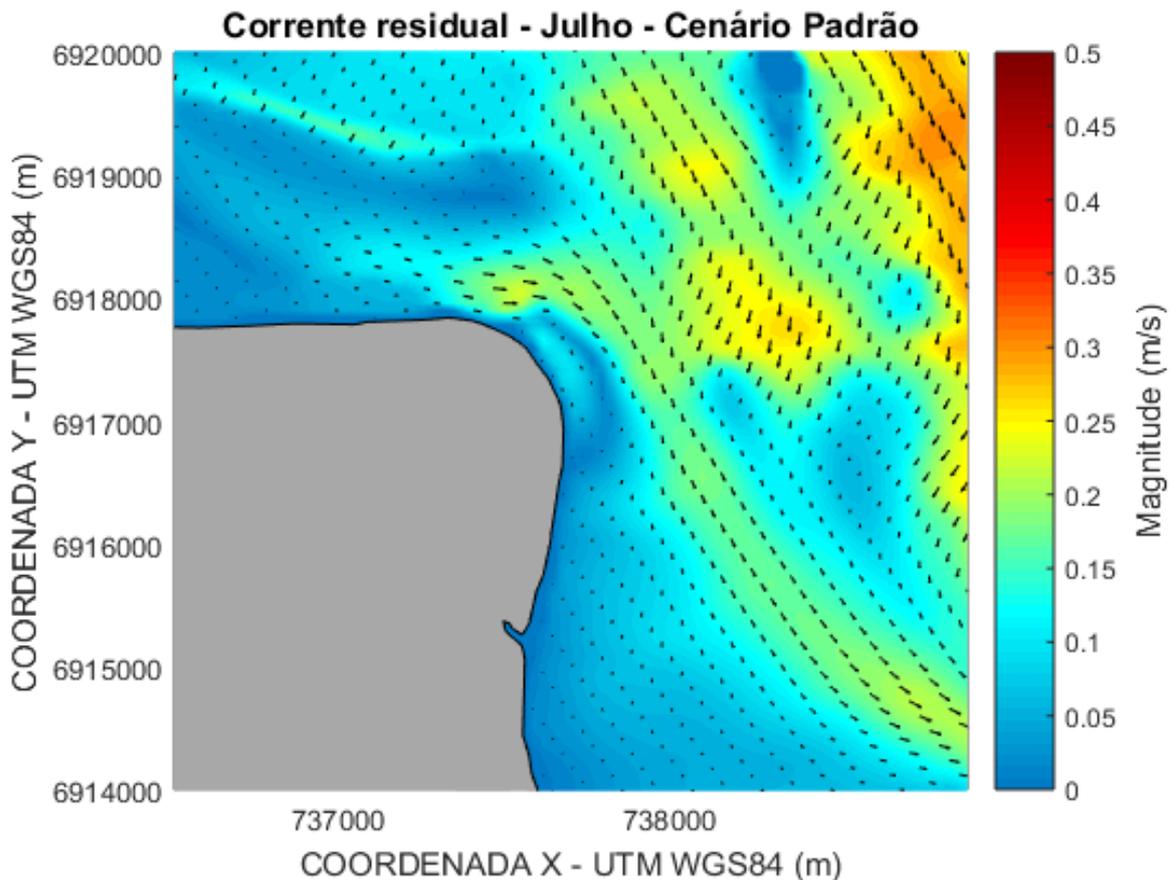


Fonte: Autor (2018)

Através das correntes residuais é possível verificar regiões de predomínio de intensidade e direção de correntes por um determinado período de tempo. O presente estudo avaliou as correntes residuais para um mês com um evento bem acentuado de influência meteorológica sobre a região de estudo (julho).

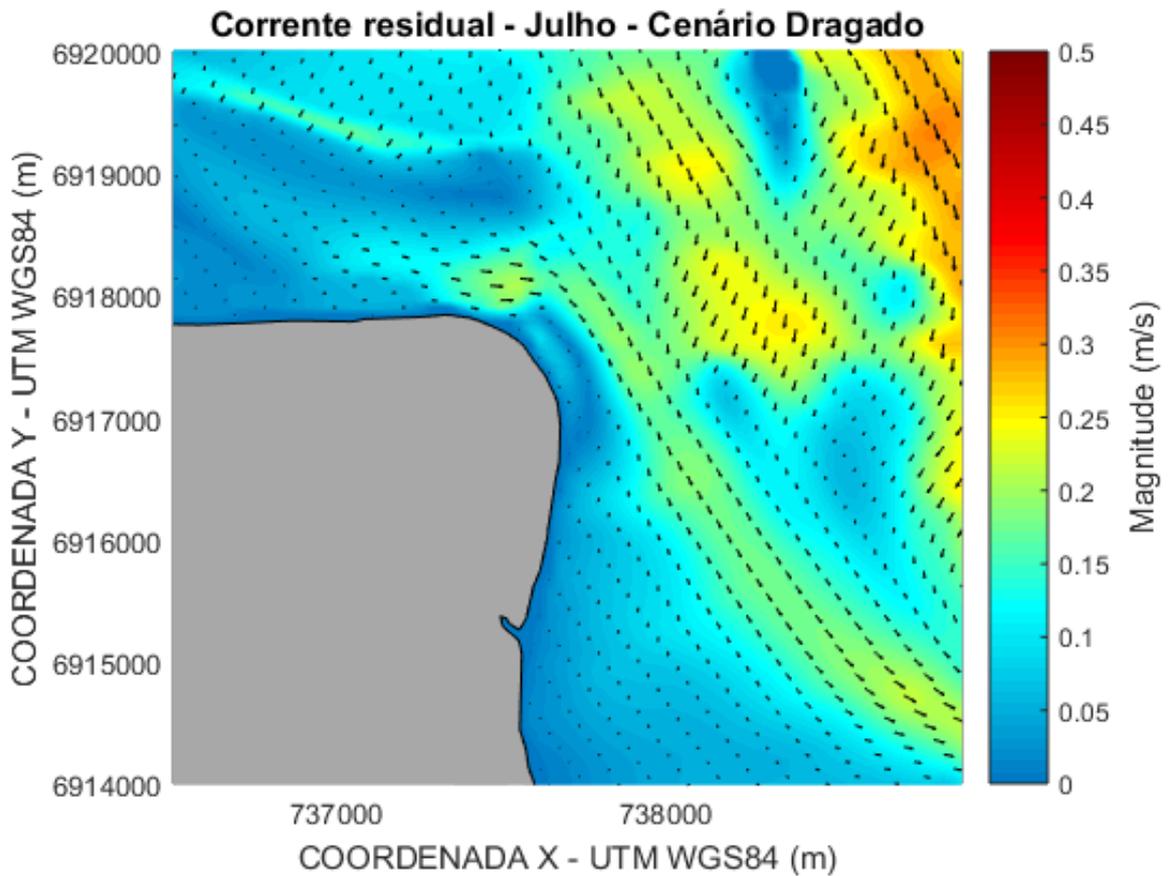
Ao avaliar as correntes residuais para o mês de julho nos cenários padrão e dragado, não é possível observar alteração significativa de intensidade e direção de correntes (Figura 60 e Figura 61).

Figura 60 - Campo de correntes residuais para julho de 2013. Cenário dragado. Datum WGS84. Projeção UTM22S.



Fonte: Autor (2018)

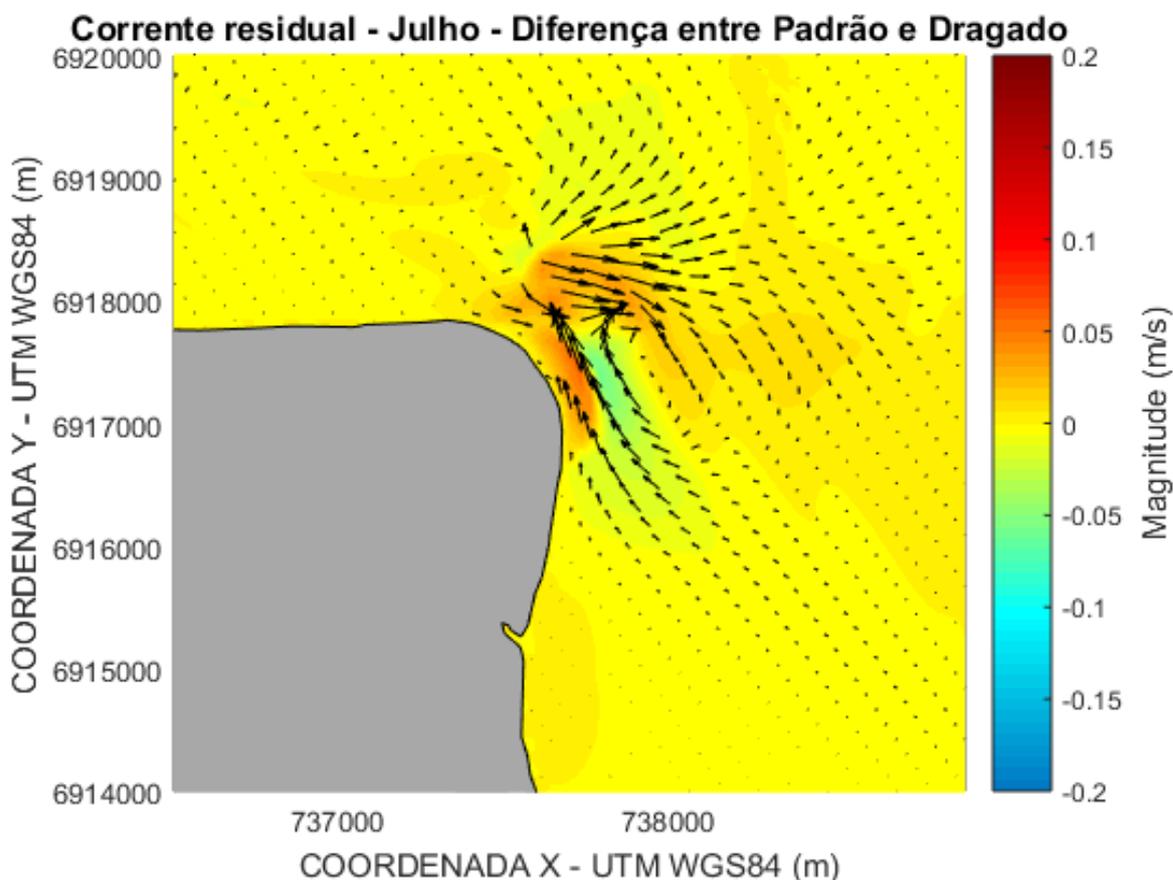
Figura 61 - Campo de correntes residuais para julho de 2013. Cenário dragado. Datum WGS84. Projeção UTM22S.



Fonte: Autor (2018)

Porém, ao fazer a diferença entre os cenários, pode-se observar que há alteração no padrão hidrodinâmico como apresenta a Figura 62, tal diferença gera um vórtice ciclônico na região próximo a área dragada.

Figura 62 - Campo de diferenças de correntes residuais entre o cenário padrão e o dragado para julho de 2013. Datum WGS84. Projeção UTM22S.

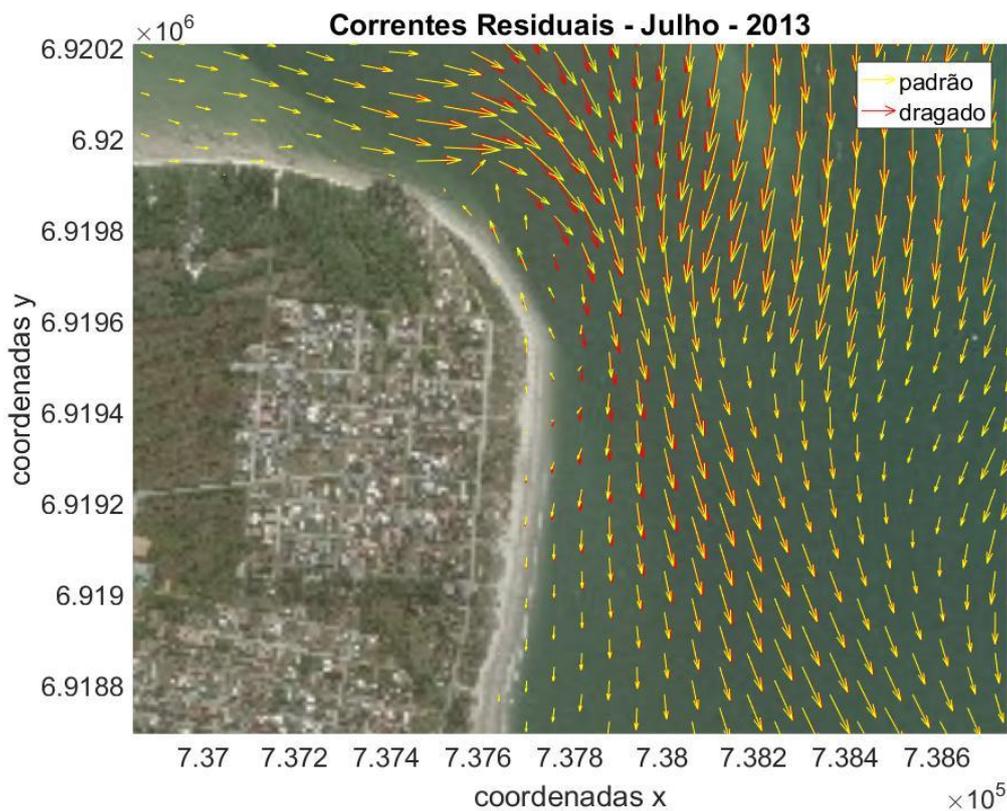


Fonte: Autor (2018)

Ao avaliar a diferença em correntes residuais para julho entre os cenários padrão e dragado, pode-se observar exatamente os locais onde houve alterações hidrodinâmicas devido a interferência na batimetria ocasionada pela simulação da dragagem, onde há uma corrente residual próximo à praia de sul para norte, e também pode-se observar um vórtice ciclônico na região.

Na Figura 63, pode-se observar também, através da sobreposição dos cenários padrão e dragado, a alteração na direção dos vetores implicando a alteração na direção das correntes.

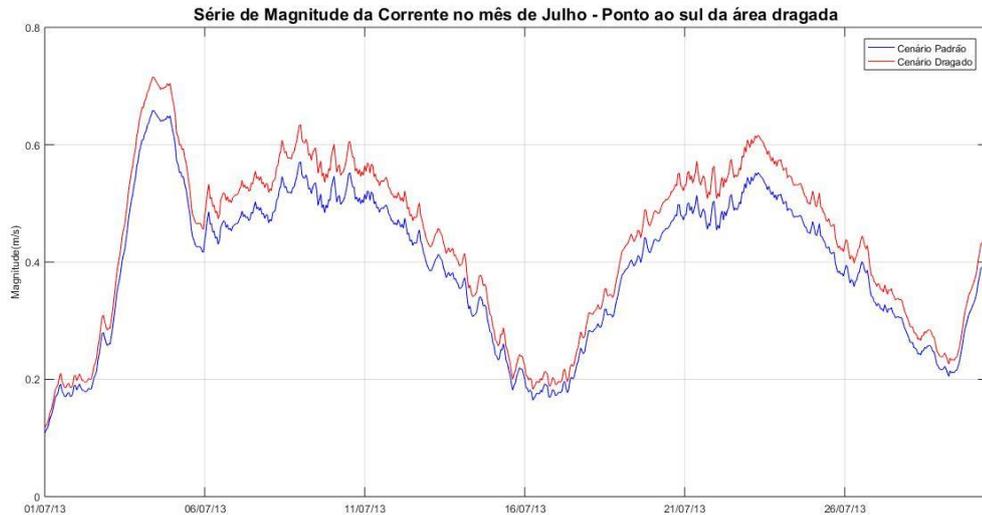
Figura 63 - Campos de correntes residuais sobrepostos para julho de 2013. Datum WGS84. Projeção UTM22S.



Fonte: Autor (2018).

O presente estudo avaliou também as correntes em um determinado ponto dentro da área dragada e pontos nas regiões próximas à área para o mês de julho/2013. Na Figura 64 pode-se observar o comportamento da corrente em um ponto situado ao sul da área dragada, onde constata-se um aumento na intensidade da corrente em praticamente todos os dias do mês de julho.

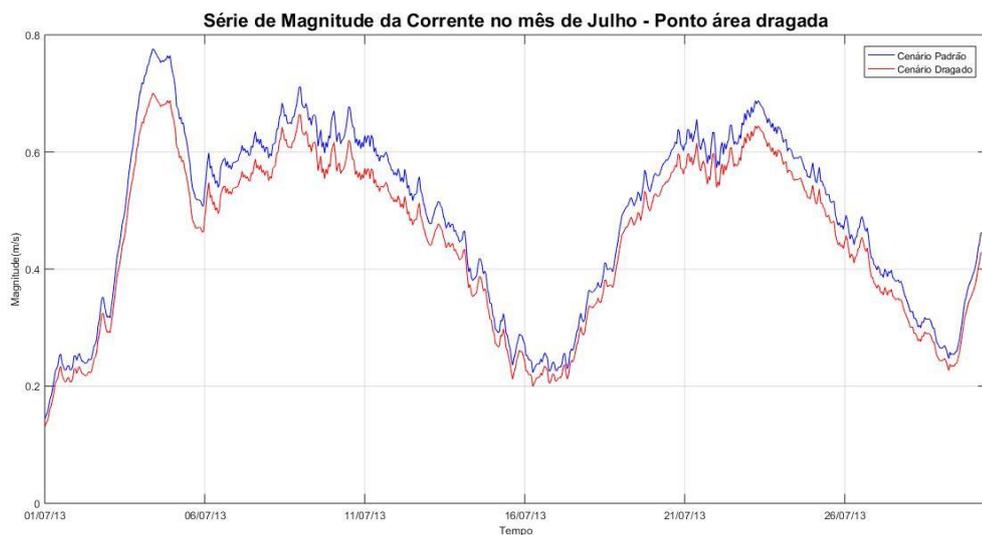
Figura 64 - Série de magnitude da corrente no mês de julho/2013. Ponto ao sul da área dragada.



Fonte: Autor (2018).

Já em um ponto dentro da área dragada, pode-se observar uma diminuição da intensidade da corrente para todos os dias de julho, como está disposto na Figura 65.

Figura 65 - Série de magnitude da corrente no mês de julho/2013. Ponto área dragada.



Fonte: Autor (2018).

Dessa maneira, a análise das simulações dos cenários indica que ocorre alteração negativa, cerca de  $-0,05$  m/s na intensidade da corrente nos pontos na

região dragada, e, nas áreas adjacentes a ela, ocasiona intensificação na corrente e alteração da direção, como visto nas figuras anteriores, cerca de 0,1 m/s a mais no ponto ao sul, próximo à área dragada ao analisar o cenário dragado. Interessante ressaltar que essa alteração observada obedece gradativamente ao gradiente de pressão barotrópico gerado pela elevação da superfície do mar, com variação de 0,5 m/s (0,2 a 0,7) em julho devido à influência meteorológica.

O resultado encontrado na figura 62 foi muito importante para compreender onde, quanto e como ocorreu a alteração dos padrões hidrodinâmicos. Nela pode-se observar um vórtice ciclônico e com certa intensificação das correntes na região próxima à área dragada, intensificação esta que sugere um caráter erosivo ao setor norte da Praia do Sonho.

## 8 CONCLUSÃO

Os resultados obtidos mostraram que a análise de imagens históricas e aplicação das técnicas de geoprocessamento são importantes ferramentas para uma avaliação mais integrada dos processos costeiros, já que permite identificar comportamentos e padrões em uma série de dados longa.

As taxas de variação de linha de costa no setor norte da Praia do Sonho apresentaram os maiores valores negativos nos últimos 23 anos, indicando, assim, um setor com forte tendência erosiva. Já o setor central está em um processo de progradação tendo em vista os últimos 11 anos analisados.

Os resultados obtidos com o modelo hidrodinâmico mostraram que a utilização de técnicas numéricas é uma ferramenta eficaz na avaliação e quantificação de impactos em ambientes costeiros, como aqueles ocasionados por obras de dragagens.

Ao relacionar os resultados obtidos da VLC com o modelo numérico, é possível apontar que esteja havendo um deslocamento no pacote sedimentar do sistema praiado do setor norte para o setor central, bem como para outras áreas de baixo hidrodinamismo. Assim, sugere que a obra de dragagem foi responsável pela alteração nas características morfodinâmicas na região, pois o aprofundamento gerou alteração hidrodinâmica já ao observar uma janela de tempo curta, acreditando-se que ao longo dos anos pode ter sido capaz de ocasionar o processo erosivo observado, aliado a eventos de tempestade (maré meteorológica) e a ocupação urbana na região de dunas.

Também faz-se necessário um estudo sedimentológico para avaliar se realmente a granulometria dos sedimentos dragados era similar à original da praia.

Assim, conclui-se que decisões equivocadas ou precipitadas em obras costeiras, principalmente àquelas que envolvem dragagem, podem ser capazes de gerar impactos diretos ou indiretos à vida das pessoas, os quais são muito difíceis ou quase impossíveis de serem reparados. A exemplo da Figura 66, que mostra a comunidade pesqueira da baixada do rio Maciambu enfrentando um problema de assoreamento do canal de onde saem para pescar. Impacto esse possivelmente proveniente do transporte sedimentar ocasionado pela alteração hidrodinâmica da região. Porém, para tal afirmação, faz-se necessário um estudo de transporte sedimentar.

Figura 66 - Recorte de matéria sobre o assoreamento do canal do rio Maciambu, onde pescadores fazem abaixo assinado para realização de uma obra de dragagem no local.

→ Não seguro | www.adjorisc.com.br/jornais/palhocense/online/cotidiano/pescadores-fazem-abaixo-assinado-para-solicitar-a-dragagem-do-canal-d

**RCN** | Adjori SC | Jornais associados

---

[Home](#)   [Sugestão de Pauta](#)   [Dê sua Opinião](#)   [Anuncie](#)

---

## Pescadores fazem abaixo-assinado para solicitar a dragagem do canal da barra do rio Maciambu

27 Outubro 2016 09:53:25

O encontro do rio Maciambu com o mar é fundamental para a subsistência de pescadores de várias comunidades do Sul de Palhoça. É dali que partem as embarcações de pesca da Passagem do Maciambu, é por ali que maricultores de Araçatuba e Enseada de Brito descarregam sua produção, é ali que pescadores da Pinheira protegem seus barcos em dias de tempo ruim. Ultimamente, todas essas atividades viraram um pesadelo em função do assoreamento do canal.

Em períodos de maré baixa, a profundidade do canal da barra chega a míseros 30 centímetros. Os pescadores querem que a Prefeitura faça a dragagem do rio, em um trecho inferior a 200 metros, para que a profundidade chegue a cerca de três metros, permitindo a tranquila passagem dos barcos. Eles contam que o pedido já foi feito, inclusive, ao próprio prefeito de Palhoça, Camilo Martins. Como nenhuma providência foi tomada, eles agora decidiram organizar um



Foto: NORBERTO MACHADO  
Na maré baixa é assim: barcos parados à beira do canal

Fonte: Jornal Palavra Palhocense via site ADJORI/SC. Matéria de 27/10/2016.

## REFERÊNCIAS

- ABBOTT, Michael Barry; BASCO, David R. **Computational fluid dynamics-an introduction for engineers**. Harlow, England/New York: Longman Scientific and Technical, 1989.
- ALVES JÚNIOR, Lourival Anastácio. **Caracterização hidrográfica da baía de Florianópolis, Santa Catarina, Brasil**. 2011. 68 f. Dissertação (Mestrado em Geociências)- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.
- ARAÚJO, R. S. et al. **Georreferenciamento de Fotografias Aéreas e Análise da Variação da Linha de Costa**. Itajaí-SC: CTTMar, 2008.
- BONETTI FILHO, J. et al. Caracterização do relevo submerso da Baía Norte-SC com base na aplicação de um modelo digital de terreno. II SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA –GEOSUL. **Anais...** Florianópolis-SC, 1998.
- CALLIARI, L. J. et al. Morfodinâmica praial: uma breve revisão. **Revista brasileira de oceanografia**, v. 51, n. único, p. 63-78, 2003.
- CRUZ, Olga. **A Ilha de Santa Catarina e o continente próximo**: um estudo de geomorfologia costeira. Florianópolis: Editora da UFSC, 1998.
- CTTMar-UNIVALI. **Monitoramento ambiental na região de abrangência da via expressa SC-Sul, Florianópolis-SC**. Itajaí-SC. 2000. v. 2.
- CZIZEWESKI, Anthea Carla. **Circulação nos arredores da Ilha de Santa Catarina**. 2016. 55 f. TCC (Graduação em Oceanografia)- Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2016.
- DALBOSCO, A. L. P. **Análise histórica da linha de costa e dos padrões hidrodinâmicos e de transporte de sedimentos da Praia da Armação, Ilha de Santa Catarina-SC**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental)- Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2013.
- DALBOSCO, A. L. P. **Atlas Morfodinâmico das Praias Arenosas Compreendidas entre os Municípios de Barra Velha e Palhoça, SC**. 2008. 90 f. TCC (Graduação em Geografia)- UNIVALI, Itajaí-SC. 2008.
- DAVIES, J. L. A morphogenic approach to world shorelines. **Zeit. F. Geomorph**, v. 8, p. 127-142. 1964.
- DELFT3D DESCRIPTION. **Functional Specifications** WL|Delft Hydraulics, 2017.
- DELFT3D-FLOW. Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. **User Manual**. WL|Delft Hydraulics, 2017.

DELFT3D-QUICKIN. Generation and manipulation of grid-related parameters such as bathymetry, initial conditions and roughness. **User Manual**. WL|Delft Hydraulics, 2017.

DELFT3D-RGFGRID. Generation and manipulation of curvilinear grids for FLOW and WAVE. **User Manual**. WL|Delft Hydraulics, 2017.

DUVAT, V. Beach erosion management in small island developing states: Indian Ocean case studies. In: BREBBIA, C. A.; BENASSAI, G.; RODRIGUEZ, G. R. **Coastal processes**. Reino Unido: Wit Press, 2009. p. 149-160.

DYER, K. R. Tides in Estuaries. In: DYER, K. R. (Ed.), **Estuaries: A Physical Introduction**. 2. ed. Nova Jersey, EUA: John Wiley & Sons Ltd, 1997. p. 31-40.

FATMA – Fundação Estadual do Meio Ambiente. **Parque Estadual da Serra do Tabuleiro/SC**: Documentação fotográfica. Florianópolis: Socioambiental, 2000. v. 3.

FORTUNA, A. O. **Técnicas computacionais para dinâmica dos fluidos**: conceitos básicos e aplicações. 2. ed. São Paulo: Edusp. 2012.

FLORIPAMANHÃ. **Estudo-Complementar para Implementação do Plano de Ordenamento Náutico do Município de Florianópolis**: Diagnóstico Ambiental. Florianópolis: Floripamanhã, 2012. 68 p.

FRANCO, A. D. S. **Marés**: fundamentos, análise e previsão. Niterói, RJ: DHN, 2009.

FRENCH, P. W. **Coastal defences**: processes, problems and solutions. London: Taylor & Francis, 2001.

GARBOSSA, L. H. P. et al. Modelling and validation of the Santa Catarina Island Bays hydrodynamics based on astronomic tides and measured tides. In: 11th INTERNATIONAL CONFERENCE ON HYDROINFORMATICS HIC, **Anais...** New York City, USA, 2014.

GESAMP - Group of Experts on the Scientific Aspects of Marine Environmental Protection. **Protecting the Oceans from Land-based Activities**. London, 2001. Disponível em:

<[http://www.gesamp.org/data/gesamp/files/media/Publications/Reports\\_and\\_studies\\_71/gallery\\_1371/object\\_1490\\_large.pdf](http://www.gesamp.org/data/gesamp/files/media/Publications/Reports_and_studies_71/gallery_1371/object_1490_large.pdf)>. Acesso em: 10 jul. 2017.

HALPERN, B. S. et al. A global map of human impact on marine ecosystems. **Science**, v. 319, n. 5865, p. 948-952, 2008.

HAPKE, C. J. et al. **National assessment of shoreline change**: Part 3: Historical Shoreline Changes and Associated Coastal Land Loss Along the Sandy Shorelines of the California Coast. U. S. Geological Survey Open-file Report, 2006.

HARARI, Joseph. **Fundamentos em modelagem numérica em oceanografia**. São Paulo: Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 2015. 246 p.

HOEFEL, F. G. **Morfodinâmica de praias arenosas oceânicas**: uma revisão bibliográfica. Itajaí: Editora da UNIVALI, 1998.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Indicadores de Desenvolvimento Sustentável**. Rio de Janeiro: IBGE, 2015.

KJERFVE, B. et al. **Oceanographic characteristics of and impacted costal bay**: Baía de Guanabara. Continental Shelf Research, 1997.

KLEIN, A. H. F. et al. **Metodologia para quantificação de perigos costeiros e projeção de linhas de costa futuras como subsídio para estudos de adaptação das zonas costeiras**: litoral norte da Ilha de Santa Catarina e entorno. Brasília: MMA, 2016.

LEATHERMAN, S. Shoreline Change Mapping and Management Along the U.S. East Coast. **Journal of Coastal Research Special Issue**, v. 38, p. 5-13. 2003.

LISBÔA, Tânia Helena Cervew. **Os depósitos tecnogênicos e a alteração da linha de costa do distrito sede de Florianópolis/SC**. 2004. 95 f. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2004.

MAArE - Projeto de Monitoramento Ambiental da Reserva Biológica Marinha do Arvoredo. **Relatório Técnico Final – Volume 1**: Parâmetros Oceanográficos: Análise de séries temporais de equipamentos fixos (perfilador de correntes, marégrafo e estação meteorológica). Florianópolis/SC, 2017.

MÁRIO, Henrique Frasson de Souza; FRANCO, Davide; GUIMARÃES, Sílvio Cesar. Contribuição ao estudo da dinâmica de marés e correntes na Baía de Florianópolis. In: SEMINÁRIO E WORKSHOP DE ENGENHARIA OCEÂNICA, 2006, Rio Grande. **Anais...** Rio Grande, 2006. p. 1-9.

MARTINS, R. P.; MELO, F.; FRANCO, D. Circulação hidrodinâmica e dispersão de poluentes na Baía de Florianópolis. In: **Relatório final do Projeto PADCT/CIAMB**: Tecnologias para o desenvolvimento sustentável da Bacia do Cubatão, 1997. v. 2. p. 1-81.

MEDEIROS, J. D.; FUNKE, D. S. **Relatório Parcial de Perícia Técnica**: Recuperação Ambiental em Área de Dunas na Praia do Sonho – Palhoça/SC. 1996.

MELO, E.; MARTINS, R. P.; FRANCO, D. Standing wave tide at Florianópolis Bay (Brazil) and its influence on bay pollution. In: BORDOMER 97- AMENAGEMENT ET PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT LITTORAL, **Anais...** Bordeaux, France, 1997.

MENDONÇA, M. **Origem e Evolução da Planície do Campo de Araçatuba**. 1991. 260 f. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 1991.

MIRANDA, L. D.; CASTRO, B. D.; KJERFVE, B. **Princípios de oceanografia física de estuários**. São Paulo: Editora USP, 2002.

MUEHE, Dieter (Org.). **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: MMA, 2006.

NICHOLS, M. M.; BIGGS R. B. Estuaries. In: DAVIS, R. A. (Ed.). **Coastal sedimentary environments**. New York: Springer-Verlag, 1985. p. 77-186.

Palavra Palhocense. **Jornal local**. Disponível em:  
<<http://www.adjorisc.com.br/jornais/palhocense/online/cotidiano/pescadores-fazem-abaixo-assinado-para-solicitar-a-dragagem-do-canal-da-barra-do-rio-maciambu-1.1942064>> Acesso em: 11 nov. 2018

PALHOÇA - Câmara Municipal de Palhoça. 2017. Disponível em:  
<<https://www.cmp.sc.gov.br/camara/conteudo/area-interesse/Turismo/1/2017/133>>. Acesso em: 26 out. 2018.

PARISE, C. K.; CALLIARI, L. J.; KRUSCHE, N. Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 57, p. 175-188, 2009.

PAWLOWICZ, R.; BEARDSLEY, B.; LENTZ, S. Classical Tidal Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB using T\_TIDE. **Journal Computers and Geosciences**, v. 28, n. 8, p. 929-937, oct. 2002.

PNGC - Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro II. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 1997.

PPMA/SC - Projeto de Proteção da Mata Atlântica de Santa Catarina. **Delimitação e Planejamento de Demarcação do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro: Diagnóstico Sócio-econômico e Ambiental**. Curitiba, PR, 2008.

PRUDÊNCIO, Ruy de Sá. **Estudo numérico da circulação induzida pela maré na Baía de Florianópolis**. 2003. 107 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental)- Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2003.

PUGH, D. T. **Tides, surges and mean sea level: A handbook for Engineers and Scientists**. New York: John Wiley, 1987.

RIBEIRO, R. S. **Caracterização morfodinâmica de praias do estado de Santa Catarina com vistas à avaliação de perigo ao banhista**. 2014. 128 f. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2014.

RIBEIRO, R. S.; BONETTI, J.; KLEIN, A. H. F. Caracterização Morfológica e Hidrodinâmica de Praias do Estado de Santa Catarina com Vistas à Avaliação de Perigo ao Banhista. **Geosul**, Florianópolis, v. 30, n. 60, p. 49-68, 2015.

ROSMAN, P. C. C. et al. **Métodos Numéricos em Recursos Hídricos**. Rio de Janeiro: ABRH/COPPE/UFRJ, 2001. v. 5.

ROSMAN, P. C. C. Os Modelos para Recursos Hídricos. In: MAGRINI, A.; SANTOS, M. A. (Eds.). **Gestão Ambiental em Recursos Hídricos**. Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ. v. 3. Cap. 2.

RUDORFF, N. M. **Comparação bioossedimentológica entre sítios de cultivo de moluscos marinhos sob influência de diferentes condições hidrodinâmicas: estudo aplicado à Baía Sul, Ilha de Santa Catarina (SC)**. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2008.

SALLES, C. M. **Dinâmica das Águas**. Tubarão-SC: Ed. Unisul, 2001.

SHORT, A. D.; WRIGHT, L. D. Physical variability of sandy beaches. In: MCLACHLAN, A. et al. (Eds.) **Sandy beaches as ecosystems: 1st International Symposium on Sandy Beaches**. Port Elizabeth: South Africa, 1983. p. 17-21.

SHORT, Andrew D. **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. Chichester: John Wiley, 1999. 379 p.

SILVA FILHO, F. A. **Relatório de Implantação do Plano de Recuperação Ambiental em Área de Restinga, Praia do Sonho, Palhoça – SC**. 1996.

SILVA, L. F. **Identificação de sub-ambientes na baía sul (SC) com base na análise de variáveis oceanográfico-sedimentares**. 2002. 123 f. Dissertação (Mestrado em geografia)- Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2002.

SILVA, Marinês. **Impactos ambientais decorrentes da instalação de depósitos tecnogênicos na Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil**. 2013. 108 f. Dissertação (Mestrado em geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2013.

SILVA, R. et al. Present and future challenges of coastal erosion in Latin America. **Journal of Coastal Research**, v. 71, n. 1, p. 1-16, 2014.

SIMÓ, D. H.; HORN FILHO, N. O. Caracterização e distribuição espacial das “ressacas” e áreas de risco na Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. **Revista Gravel**, Porto Alegre, v. 2, p. 93-103, 2004.

SIMONETTI, B. L. S. **Modelagem numérica da maré astronômica nas baías de Florianópolis**. TCC (Graduação em Oceanografia)- Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2016.

SOUZA, C. R. G. A erosão costeira e os desafios da gestão costeira no Brasil. **Revista da Gestão Costeira Integrada**, São Paulo, SP, v. 9, n. 1, p. 17-37, 2009.

SOUZA, C. R. G. A Erosão nas Praias do Estado São Paulo: Causas, Conseqüências, Indicadores de Monitoramento e Risco. In: BONONI, V. L. R.; SANTOS JUNIOR, N. A. (Org.). **Memórias do Conselho Científico da Secretaria do Meio Ambiente: A Síntese de Um Ano de Conhecimento Acumulado**. São Paulo: Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, 2009. p. 48-69.

SOUZA, C. R. G. et al. Praias Arenosas e Erosão Costeira. In: SOUZA C.R. G. et al. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto, SP: Holos Editora. 2005. p.130-152

SPU – Secretaria de Patrimônio Público da União. **Base Cartográfica**. 1995. (documento consultado na empresa).

THE OPEN UNIVERSITY. **Waves, Tides and Shallow Water Processes**. 2. ed. Oxford: Butterworth-Heinemann, 1999.

THIELER, E. R. et al. **DSAS 4.0 installation instructions and user guide**. ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. Geological Survey Open-File Report, 2009.

WEISBERG, R. H.; ZHENG, L. **Estuarine Hydrodynamic Modeling of Rookery Bay**. College of Marine Science, University of South Florida, Relatório final, 2007.

WRIGHT, John; COLLING, Angela; PARK, Dave. **Waves, Tides and Shallow Water Processes**. 2. ed. Oxford: Butterworth-Heinemann, 1999.

WRIGHT, L. D.; THOM, B. G. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. **Progress in Physical Geography**, n. 3, 1977.

XUE, Z. et al. Coastal erosion induced by human activities: a Northwest Bohai Sea case study. **Journal of Coastal Research**, West Palm Beach, Florida, v. 25, n. 3, p. 723-733, 2009.

## APÊNDICE A – Fotos atuais da praia do sonho

FOTOS DE 30/10/2016







FOTOS DE 26/11/2017





FOTOS DE 11/11/2018





## APÊNDICE B – Tabela com os valores de todos transectos

Tabela 12 - Valores de variação e taxa de variação ao longo dos períodos analisados por transectos.

TRANSECTO (m)	1938 a 1957 - Fotografia aérea		1957 a 1978 - Fotografia aérea		1978 a 1994 - Fotografia aérea		1994 a 2006- Fotografia aérea e imagem de satélite		2006 a 2017 - Imagem de satélite		1938 a 2017 - Fotografia aérea e imagem de satélite		SETOR
	VARIAÇÃO (m)	TAXA (m/ano)	VARIAÇÃO (m)	TAXA (m/ano)	VARIAÇÃO (m)	TAXA (m/ano)	VARIAÇÃO (m)	TAXA (m/ano)	VARIAÇÃO (m)	TAXA (m/ano)	VARIAÇÃO (m)	TAXA (m/ano)	
0	19,40	1,02	-30,94	-1,47	10,30	0,57	-34,68	-2,89	-10,60	-0,96	-46,53	-0,59	NORTE
50	15,04	0,79	-22,67	-1,08	0,82	0,05	-50,26	-4,19	-22,64	-2,06	-79,70	-1,01	
100	21,41	1,13	-21,72	-1,03	-10,88	-0,60	-50,59	-4,22	-23,79	-2,16	-85,57	-1,08	
150	26,07	1,37	-27,24	-1,30	-15,39	-0,86	-52,17	-4,35	-32,20	-2,93	-100,94	-1,28	
200	24,33	1,28	-34,87	-1,66	-6,19	-0,34	-48,58	-4,05	-0,29	-0,03	-65,59	-0,83	
250	25,36	1,33	-30,74	-1,46	2,87	0,16	-49,36	-4,11	-11,06	-1,01	-62,91	-0,80	
300	31,23	1,64	-35,69	-1,70	17,51	0,97	-53,93	-4,49	-16,95	-1,54	-57,83	-0,73	
350	24,48	1,29	-29,16	-1,39	8,37	0,47	-22,86	-1,90	-22,57	-2,05	-41,74	-0,53	
400	21,14	1,11	-20,81	-0,99	8,99	0,50	-0,52	-0,04	-27,48	-2,50	-18,69	-0,24	
450	17,81	0,94	-19,85	-0,95	11,74	0,65	10,07	0,84	-29,49	-2,68	-9,73	-0,12	
500	13,12	0,69	-25,46	-1,21	18,48	1,03	12,69	1,06	-23,01	-2,09	-4,17	-0,05	
550	10,62	0,56	-24,32	-1,16	16,93	0,94	14,83	1,24	-5,90	-0,54	12,17	0,15	
600	11,39	0,60	-18,79	-0,89	25,41	1,41	0,61	0,05	22,26	2,02	40,88	0,52	
650	6,42	0,34	-18,45	-0,88	31,09	1,73	-7,61	-0,63	43,18	3,93	54,63	0,69	
700	1,94	0,10	-19,12	-0,91	33,35	1,85	-9,81	-0,82	46,38	4,22	52,74	0,67	
750	3,28	0,17	-20,54	-0,98	38,94	2,16	-16,86	-1,41	49,59	4,51	54,41	0,69	
800	3,09	0,16	-25,52	-1,22	40,58	2,25	-18,80	-1,57	52,20	4,75	51,55	0,65	
850	5,88	0,31	-25,62	-1,22	39,48	2,19	-23,07	-1,92	54,34	4,94	51,01	0,65	
900	10,89	0,57	-26,66	-1,27	37,93	2,11	-23,52	-1,96	54,39	4,94	53,04	0,67	
950	10,24	0,54	-25,73	-1,23	32,16	1,79	-22,01	-1,83	54,41	4,95	49,08	0,62	
1000	10,04	0,53	-25,20	-1,20	18,79	1,04	-10,59	-0,88	52,44	4,77	45,48	0,58	
1050	9,12	0,48	-25,52	-1,22	15,88	0,88	-8,61	-0,72	46,24	4,20	37,11	0,47	
1100	10,15	0,53	-24,07	-1,15	14,34	0,80	-9,88	-0,82	40,72	3,70	31,26	0,40	
1150	19,28	1,01	-25,77	-1,23	15,81	0,88	-16,41	-1,37	36,79	3,34	29,69	0,38	
1200	26,30	1,38	-26,32	-1,25	17,42	0,97	-20,95	-1,75	31,00	2,82	27,44	0,35	
1250	30,62	1,61	-31,94	-1,52	21,34	1,19	-23,83	-1,99	24,71	2,25	20,89	0,26	
1300	33,40	1,76	-33,38	-1,59	10,77	0,60	-14,80	-1,23	26,00	2,36	22,00	0,28	
1350	32,75	1,72	-29,90	-1,42	6,51	0,36	-5,14	-0,43	21,72	1,97	25,94	0,33	
1400	32,33	1,70	-30,49	-1,45	9,89	0,55	-2,40	-0,20	25,21	2,29	34,54	0,44	
1450	31,05	1,63	-28,09	-1,34	10,76	0,60	-3,40	-0,28	22,63	2,06	32,95	0,42	
1500	36,19	1,90	-34,80	-1,66	18,55	1,03	-4,76	-0,40	20,52	1,87	35,70	0,45	
1550	38,89	2,05	-36,15	-1,72	19,28	1,07	1,69	0,14	10,97	1,00	34,67	0,44	
1600	33,15	1,74	-31,71	-1,51	20,59	1,14	5,21	0,43	10,87	0,99	38,10	0,48	
1650	31,01	1,63	-30,36	-1,45	17,04	0,95	8,60	0,72	5,17	0,47	31,45	0,40	
1700	18,83	0,99	-21,64	-1,03	22,55	1,25	-9,64	-0,80	12,58	1,14	22,68	0,29	
1750	29,17	1,54	-37,15	-1,77	20,36	1,13	-18,17	-1,51	24,51	2,23	18,72	0,24	
1800	24,71	1,30	-45,03	-2,14	21,16	1,18	-16,35	-1,36	24,76	2,25	9,24	0,12	
1850	19,67	1,04	-44,48	-2,12	23,50	1,31	-14,13	-1,18	23,92	2,17	8,48	0,11	
1900	31,02	1,63	-47,90	-2,28	35,06	1,95	-19,91	-1,66	18,70	1,70	16,96	0,21	
1950	27,54	1,45	-29,04	-1,38	27,30	1,52	-21,85	-1,82	16,27	1,48	20,23	0,26	
2000	25,17	1,32	-22,83	-1,09	21,92	1,22	-14,42	-1,20	17,10	1,55	26,94	0,34	
2050	12,96	0,68	-25,56	-1,22	27,08	1,50	-12,10	-1,01	17,10	1,55	19,49	0,25	
2100	5,77	0,30	-33,87	-1,61	28,47	1,58	-13,33	-1,11	18,31	1,66	5,33	0,07	
2150	-2,11	-0,11	-22,62	-1,08	23,14	1,29	-4,88	-0,41	13,22	1,20	6,75	0,09	
2200	-1,99	-0,10	-17,73	-0,84	16,37	0,91	-4,28	-0,36	14,53	1,32	6,90	0,09	
2250	-2,60	-0,14	-17,02	-0,81	16,67	0,93	-3,19	-0,27	11,72	1,07	5,57	0,07	
2300	-4,01	-0,21	-16,55	-0,79	20,33	1,13	-8,29	-0,69	11,61	1,06	3,08	0,04	
2350	-6,52	-0,34	-15,85	-0,75	22,22	1,23	-8,53	-0,71	10,03	0,91	1,36	0,02	
2400	-14,61	-0,77	-12,65	-0,60	18,15	1,01	-3,31	-0,28	8,65	0,79	-3,77	-0,05	
2450	-21,19	-1,12	-6,48	-0,31	16,41	0,91	-1,48	-0,12	5,42	0,49	-7,32	-0,09	
2500	-26,84	-1,41	-6,05	-0,29	16,03	0,89	-0,16	-0,01	6,24	0,57	-10,78	-0,14	
2550	-29,72	-1,56	-11,36	-0,54	13,70	0,76	5,54	0,46	2,15	0,20	-19,69	-0,25	
2600	-31,14	-1,64	-17,79	-0,85	16,41	0,91	0,05	0,00	1,15	0,10	-31,33	-0,40	
2650	-30,27	-1,59	-24,34	-1,16	16,39	0,91	2,78	0,23	2,17	0,20	-33,28	-0,42	
2700	-30,49	-1,60	-25,52	-1,22	15,73	0,87	-0,17	-0,01	1,86	0,17	-38,58	-0,49	
2750	-31,38	-1,65	-23,20	-1,10	12,47	0,69	-1,32	-0,11	4,45	0,40	-38,99	-0,49	
2800	-34,36	-1,81	-18,16	-0,86	1,89	0,11	4,72	0,39	-0,02	0,00	-45,93	-0,58	
2850	-39,30	-2,07	-12,71	-0,61	-2,03	-0,11	1,15	0,10	-3,29	-0,30	-56,18	-0,71	
2900	-38,44	-2,02	-10,50	-0,50	-4,79	-0,27	-0,66	-0,05	-5,75	-0,52	-60,14	-0,76	
2950	-41,32	-2,17	-5,87	-0,28	-9,16	-0,51	-2,24	-0,19	-4,09	-0,37	-62,68	-0,79	
3000	-35,82	-1,89	4,68	0,22	-12,29	-0,68	-5,99	-0,50	-4,57	-0,42	-53,99	-0,68	
3050	-16,42	-0,86	-3,50	-0,17	-14,80	-0,82	-11,03	-0,92	-1,78	-0,16	-47,52	-0,60	
3100	-2,47	-0,13	-18,52	-0,88	-5,53	-0,31	-23,37	-1,95	3,27	0,30	-46,62	-0,59	
3150	9,75	0,51	-32,70	-1,56	-0,04	0,00	-27,04	-2,25	3,04	0,28	-46,98	-0,59	
<b>Média</b>	<b>6,89</b>	<b>0,36</b>	<b>-24,06</b>	<b>-1,15</b>	<b>15,06</b>	<b>0,84</b>	<b>-12,24</b>	<b>-1,02</b>	<b>12,17</b>	<b>1,11</b>	<b>-2,17</b>	<b>-0,03</b>	

Fonte: Autor (2017).