

## **MATERIAL SUPLEMENTAR A3MMS2**

### **MODELAGEM NUMÉRICA**

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>METODOLOGIA .....</b>	<b>3</b>
1.1	DESCRIÇÃO DA MODELAGEM NUMÉRICA COSTEIRA (DELFT3D).....	3
1.1	<b>Estimativa do transporte litorâneo.....</b>	<b>8</b>
1.2	ESTIMATIVA DE TURBIDEZ SUPERFICIAL VIA SENSORIAMENTO REMOTO DA COR DO OCEANO.....	9
1.2.1	<b>O modelo de turbidez .....</b>	<b>9</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1:	Grade numérica refinada e detalhe da resolução na foz do Rio Doce com destaque para a posição dos quatro fundeios F1, F2, F3 e F4. ....	5
Figura 2:	Batimetria obtida por interpolação das cartas náuticas da Marinha do Brasil. ....	6
Figura 3:	Localização do depósito lamoso. Área do depósito lamoso adaptado de Bastos et al. (2015) e Vieira et al. (2019). ....	7
Figura 4:	Regressões lineares entre os pares de dados de turbidez modelada e coletada nas condições pré e pós-ajuste.....	10

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1:	Detalhamento da resolução espacial da malha .....	4
-----------	---	---

## 1 METODOLOGIA

### 1.1 DESCRIÇÃO DA MODELAGEM NUMÉRICA COSTEIRA (DELFT3D)

As principais características da presente configuração, no que se refere ao domínio de modelagem, sistema de coordenadas utilizado para a geração da grade, batimetria, parametrizações sub-grade e tensão de atrito de fundo, entre outras, foram descritas no RSE-RT35 Relatório Semestral de Evolução do PMBA/FEST-RRDM Apêndice III – AMBIENTE MARINHO e no seu Material Suplementar **A3MMS2**, referido em diante como RSE-RT35. A seguir são apresentadas as principais características e as modificações realizadas na configuração inicial.

1. A malha numérica foi gerada em coordenadas esféricas e se caracteriza por apresentar largura variável com a latitude. Dessa forma buscou-se acompanhar a borda externa da plataforma continental que apresenta na sua porção mais estreita cerca de 24km na região da foz do rio Doce chegando a 160km na divisa dos estados de Espírito Santo e Bahia. A partir da configuração original da malha (composta por 13.530 células – RSE-RT35), esta foi refinada a fim de melhor representar a propagação de maré e ondas no domínio. A malha agora é composta por 54.120 células de resolução espacial variável (Tabela 1, Figura 1).
2. Para a escolha da base de dados utilizada na geração da batimétrica interpolada para a malha de cálculo foram avaliadas informações topográficas oriundas de modelos globais, como GEBCO ou ETOPO1. Contudo, a comparação de tais modelos globais com dados batimétricos levantados pelo PMBA próximo à foz do rio Doce evidenciou a pouca representatividade dos dados modelados para a região, que é mormente rasa, aumentando o erro relativo de tais modelos. De modo a melhor refletir as reais condições da região, a batimetria implementada no modelo numérico adveio dos dados digitalizados das cartas náuticas da Marinha do Brasil, (Figura 2). A porção na costa do Espírito Santo já havia sido digitalizada anteriormente (Bastos *et al.*, 2015) e foi repassada à equipe LDSC/UFRJ. Já a porção da costa do sul da Bahia foi digitalizada utilizando-se as cartas nº 22700, 1310, 1311 e 1312. A região objeto da modelagem numérica apresenta profundidades inferiores a 50 metros.
3. Dando continuidade aos testes descritos no RSE\_RT35, foi implementado o módulo de sedimentos ainda numa representação integrada na vertical, a partir do módulo hidrodinâmico 2DH. Os primeiros testes com sedimentos consideraram o depósito lamoso frente ao rio Doce, sobre a plataforma continental conforme apresentado na Figura 3. A área do depósito lamoso foi adaptada das classes propostas por Bastos *et al.* (2015) e Vieira *et al.* (2019), conforme apresentado no relatório do subprojeto Mapeamento de Habitats (**RT-19E\_A3M\_Mapeamento de Habitats**).

Tabela 1: Detalhamento da resolução espacial da malha

	Variação no sentido	
	Longitudinal	Latitudinal
setor Norte	Na costa: 500 a 900m No talude: 900 a 2700m	600 a 1300m
setor rio Doce	Na costa: 75 a 300m No talude: 400 a 1000m	125 a 400m
setor Sul (nas proximidades da APA Costa da Algas)	Na costa: 200 a 250m No talude: 700 a 1400m	600 a 1000m

Figura 1: Grade numérica refinada e detalhe da resolução na foz do Rio Doce com destaque para a posição dos quatro fundeios F1, F2, F3 e F4.

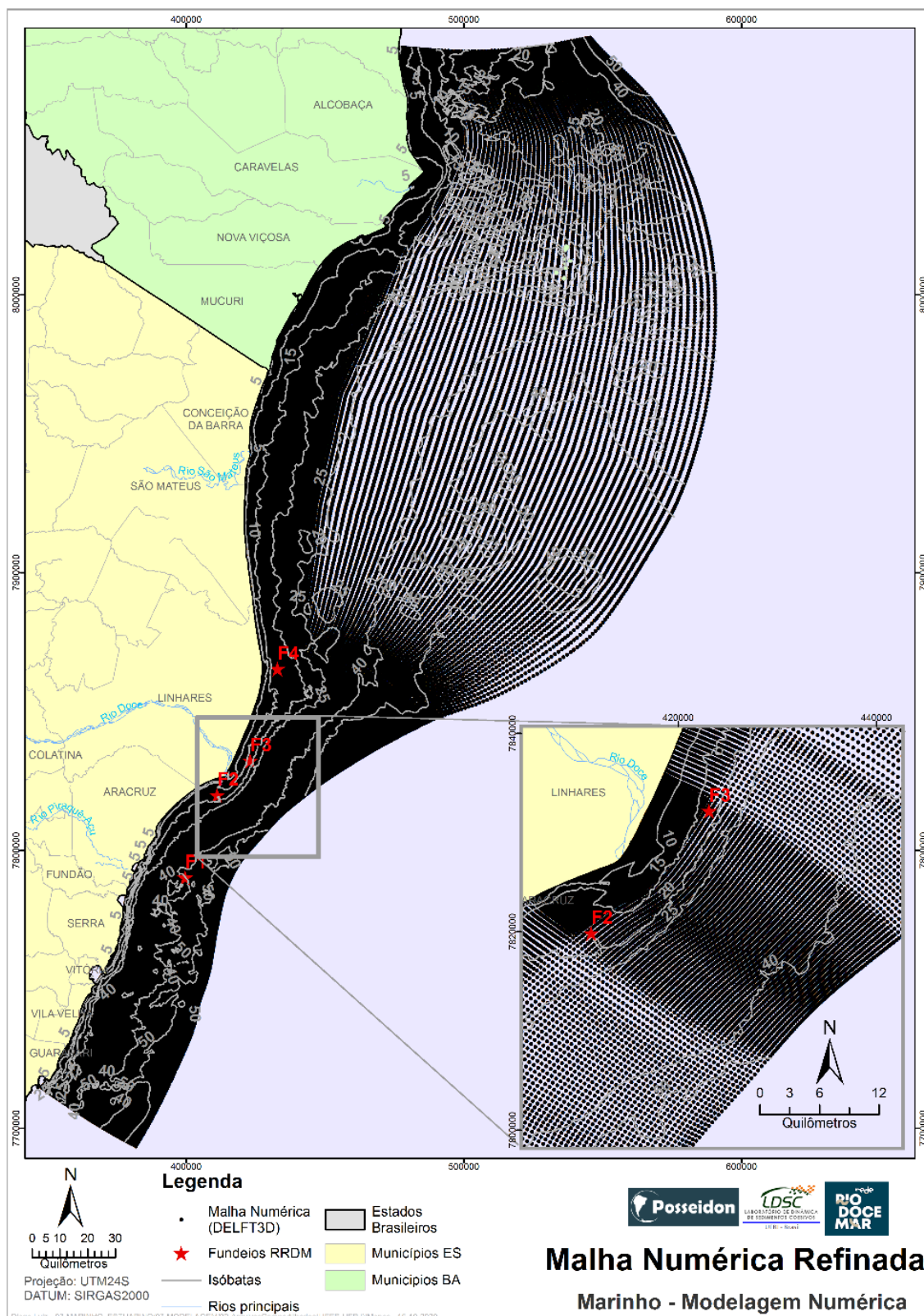


Figura 2: Batimetria obtida por interpolação das cartas náuticas da Marinha do Brasil.

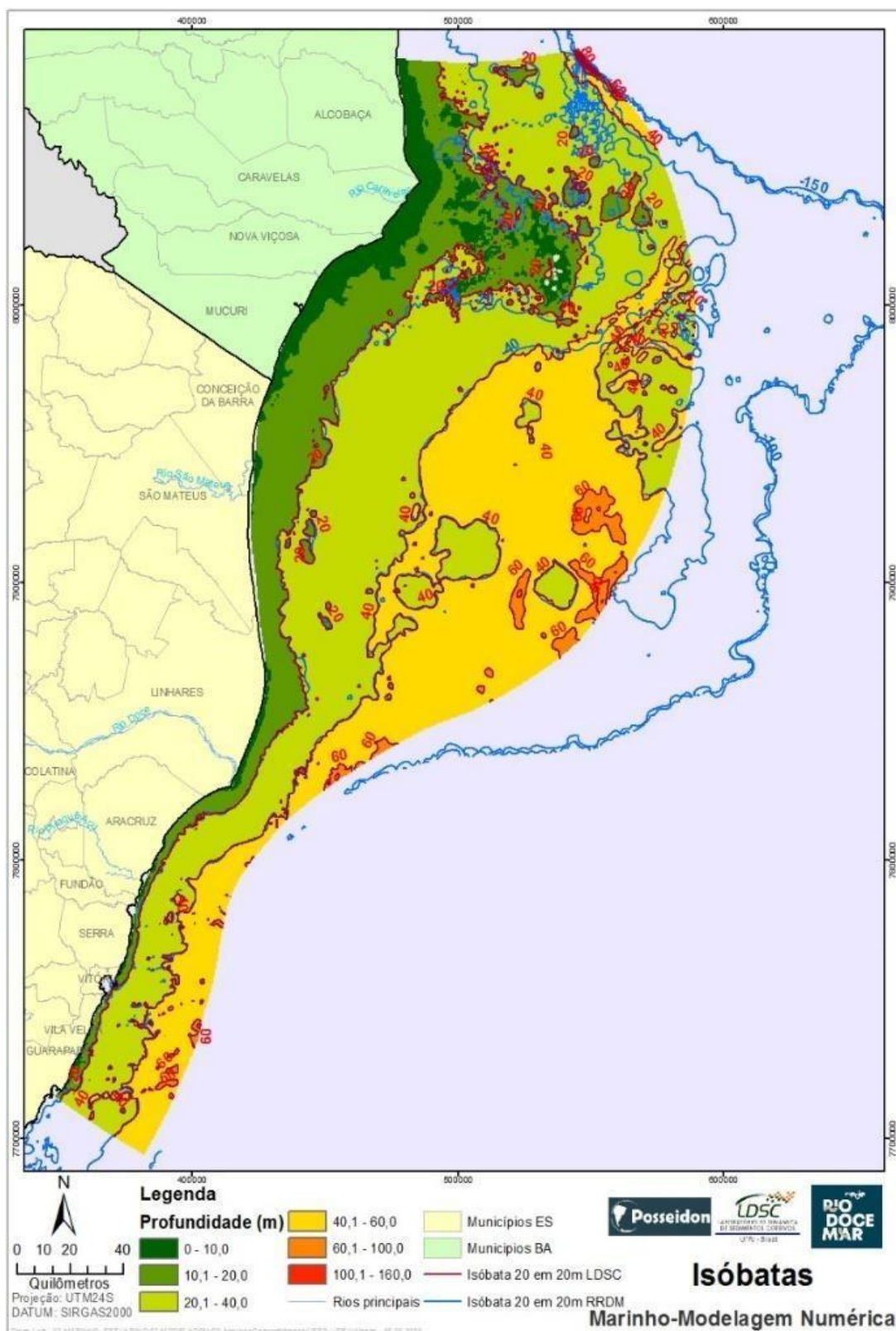
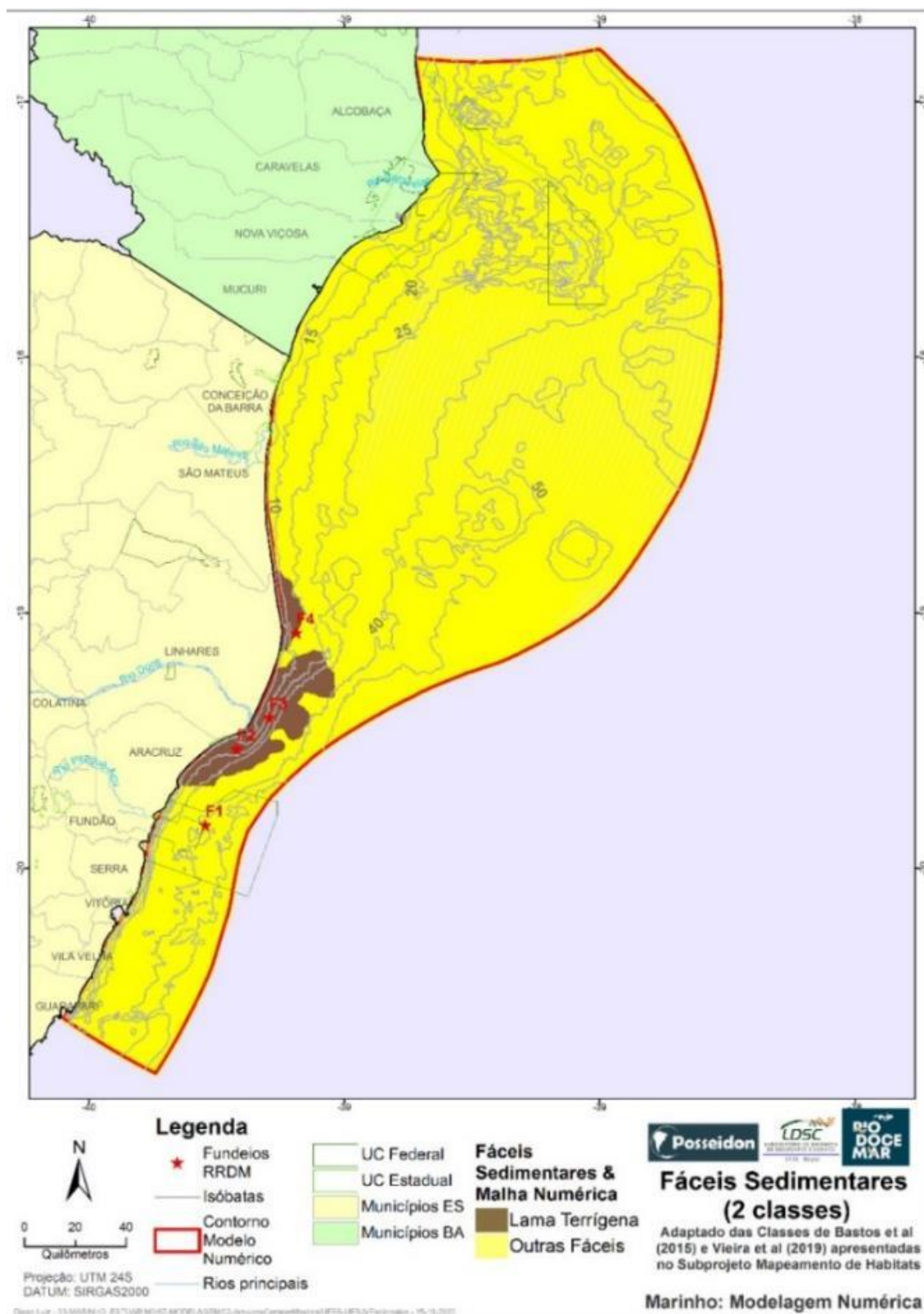


Figura 3: Localização do depósito lamoso. Área do depósito lamoso adaptado de Bastos et al. (2015) e Vieira et al. (2019).



Em relação às forças hidrodinâmicas, foram considerados o efeito da maré, das ondas, o efeito do vento e da pressão atmosférica. Como condição de contorno de maré foram prescritas as 10 principais constantes  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $O_1$ ,  $K_1$ ,  $Q_1$ ,  $P_1$ ,  $M_4$ ,  $MN_4$ . As informações de fase e amplitude foram interpoladas para os pontos nos contornos a partir da informação do modelo global FES2014. Na modelagem das ondas de gravidade foram utilizadas condições de contorno geradas pelo modelo de ondas do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Os dados disponibilizados de ondas (altura significativa - $H_s$ -, período de pico - $T_p$ - e direção média - $Dir$ -), de vento (componentes  $u$  e  $v$  da velocidade) e pressão atmosférica são advindos de uma reanálise global (ERA5). Os dados do ERA5 são disponibilizados numa grade regular com resolução espacial de 0,25 graus. No caso das ondas, a condição de contorno é de tipo paramétrica, sendo utilizados os valores de  $H_s$ ,  $T_p$  e  $Dir$ , interpolados para os pontos do contorno leste. Na definição das direções de propagação foram consideradas 36 direções, com mínima frequência de 0,05 Hz e máxima de 1 Hz (em 24 bins de frequência). Tanto os dados de onda quanto os de vento e pressão atmosférica foram prescritos com intervalo temporal horário. Em relação às parametrizações sub-grade e da tensão de atrito de fundo, para o cálculo da mistura horizontal foi adotado um coeficiente de viscosidade turbulenta horizontal constante no domínio de  $1 \text{ m}^2/\text{s}$  e para o cálculo da tensão de atrito utilizou-se a formulação de Chezy com um valor do coeficiente  $C = 65$  constante no domínio. Sem aportes de água doce, foi considerado um campo homogêneo de densidade igual a  $1025 \text{ kg/m}^3$ .

### 1.1 Estimativa do transporte litorâneo

Uma primeira avaliação da direção do transporte de sedimentos finos na corrente litorânea pode ser realizada utilizando a fórmula proposta pelo CERC (*Shore Protection Manual, US Army. Corps of Engineers*, 1984), ajustada para o transporte de areias finas e medias. Essas taxas de transporte são um indicativo da capacidade de transporte da deriva litorânea devida às ondas, que poderia ser também responsável de transportar os sedimentos da pluma de do rio Doce, entre a zona de surf e a linha de costa. A fórmula do CERC é a mais difundida para a avaliação do transporte de litorâneo de sedimentos em praias, e calcula a taxa ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) de transporte de sedimentos segundo a expressão indicada abaixo (Equação 1):

$$Q_1 = \frac{K(H_{s,b})^{\frac{5}{2}}g^{\frac{1}{2}}}{16\gamma^{\frac{1}{2}}\left(\frac{\rho_s}{\rho_a}-1\right)(1-p)} \sin 2(\beta - \alpha_b) \quad (\text{Equação 1})$$

onde  $K$  é o coeficiente adimensional,  $H_{s,b}$  é a altura de onda significativa na quebra (m),  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\gamma$  é o parâmetro de quebra (adimensional),  $\rho_s$  é a densidade do sedimento (considerada  $2650 \text{ kg/m}^3$ ),  $\rho_a$  é a densidade da água do mar ( $1025 \text{ kg/m}^3$ ),  $p$  é a porosidade do sedimento (considerada 0,4),  $\alpha_b$  é o ângulo de incidência da onda na quebra (graus) e  $\beta$  é a direção azimutal normal ao setor de praia considerado (graus). O valor de  $K$  recomendado (CERC, 1984) é de 0,39 porque fornece o melhor ajuste para o transporte de areias nas praias estudadas por Komar e Inman (1970), considerando a altura de onda segundo o parâmetro estatístico de altura significativa. O parâmetro de quebra ( $\gamma$ ) é comumente usado para definir o limite onde acontece a quebra (van Rijn, 2011), expresso como a proporção da altura de onda com a profundidade local. Segundo a teoria das

Ondas Solitárias, por meio de observações experimentais, este limite foi definido em 0,78 (Kamphuis, 2001).

## 1.2 ESTIMATIVA DE TURBIDEZ SUPERFICIAL VIA SENSORIAMENTO REMOTO DA COR DO OCEANO

Além das medidas *in situ* em pontos pré-determinados de turbidez e concentração de clorofila-a, é possível se obter informações sinópticas sobre a distribuição superficial dessas variáveis via sensoriamento remoto. Um grande obstáculo na obtenção dessas medidas é a cobertura nebulosa uma vez que os resultados dependem da reflexão da radiação do espectro visível da radiação incidente e da emissão na faixa do infravermelho do espectro, principalmente da sua porção próxima. Assim, alguns eventos não são possíveis de serem observados, pois estão associados a entradas de frentes frias e, quase sempre, a instabilidade atmosférica com o desenvolvimento de nuvens. Quando possível, no entanto, elas se constituem como um conjunto de informações importante para se entender o comportamento dessa variável em uma área espacial grande, principalmente quando associada a dados medidos *in situ*.

Nesse sentido, a partir de informações da cor do oceano foram derivadas estimativas de turbidez superficial dos oceanos e essa metodologia é apresentada resumidamente neste item.

### 1.2.1 O modelo de turbidez

Para se derivar dados de turbidez superficial foram usadas imagens da cor do oceano no nível L1A de processamento, isto é, dados brutos das 36 bandas espectrais do sensor Modis/Aqua com resolução espacial de 250 m. Esses dados foram tratados com a utilização de um processamento atmosférico específico para águas turvas e pouco turvas proposto por Aurin, *et al.* (2013). Como resultado derivaram-se as estimativas de *Remote Sensing Reflectance* (*Rrs*) em 645 nm (*Rrs*<sub>645</sub> – águas pouco turvas) e 859 nm (*Rrs*<sub>859</sub> – águas muito turvas) os quais foram mesclados em um único arquivo seguindo as recomendações dos mesmos autores. Os dados de *Rrs* foram convertidos em reflectância ( $\rho_{w645}$  e  $\rho_{w859}$ ) de acordo com Gordon (2019) e em seguida convertidos em turbidez de acordo com o modelo proposto por Dogliotti *et al.* (2015). Os autores propõem a utilização de  $\rho_{w645}$  para quantificação da turbidez em águas de baixa turbidez e  $\rho_{w859}$  para águas de alta turbidez. Em águas de turbidez intermediária se faz o uso de ambas estimativas de reflectâncias.

Para se obter a relação entre turbidez estimada pelo satélite e aqueles obtidos *in situ* foram comparados 301 pares de dados de turbidez. A defasagem temporal máxima entre eles foi de 10 minutos. Dos 301 pares obtidos, 296 deles (ou 98,3 % dos pares) foram coletados em condições consideradas pelo modelo como de baixa turbidez, ou seja, foram utilizados somente dados de reflectância em 645 nm para a obtenção dessa variável. De acordo com o modelo, o valor máximo de turbidez possível de ser estimado dessa forma é de 16,40 FNU. Os demais 5 pares apresentaram condições de turbidez média, ou seja, variando entre 16,43 e 25,43 FNU. Nesse caso foram utilizadas as reflectâncias de 645 e 859 nm para a obtenção da turbidez superficial. Em função disso, foram aplicados ajustes direcionados para

águas de baixa e média turbidez, de até no máximo 50 FNU. Para valores de turbidez maiores que 50 FNU, foram assumidos os testes de qualidade do modelo executados por Dogliotti *et al.* (2015).

O ajuste entre a turbidez *in situ* e a turbidez satelital foi realizado por meio de regressões lineares robustas do tipo biquadrada sobre os 301 pares de dados coletados. Regressões do tipo robusta atribuem pesos individuais e independentes aos pares de dados comparados de forma que se automatize a identificação de *outliers* e permita uma geração de funções lineares mais condizente com a realidade dos dados. Dessa forma os *outliers* não têm, ou têm uma interferência reduzida sobre as reais condições de distribuição dos dados.

A comparação entre os dois conjuntos de dados gerou a seguinte relação

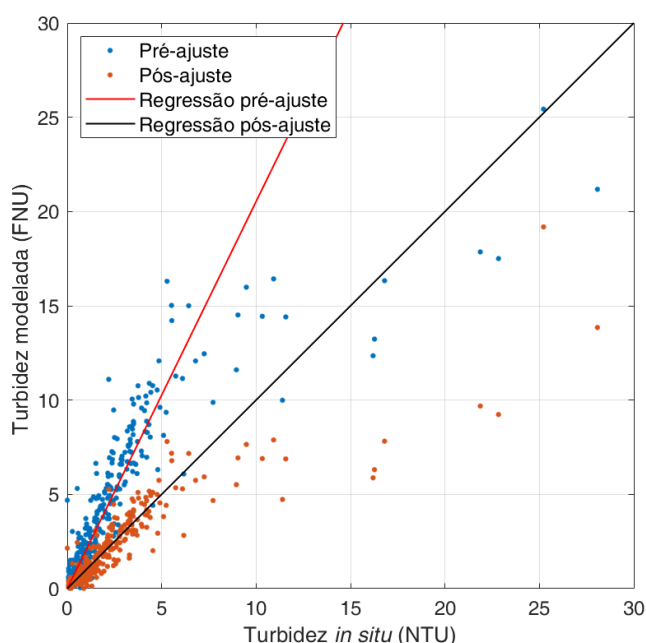
(Equação 2):

$$T_{sat} (FNU) = 2,053 T_{insitu}(NTU) + 0,2846.$$

(Equação 2)

onde  $T_{sat}$  é turbidez estimada pelo satélite e  $T_{insitu}$  é a turbidez medida *in situ*. Esse ajuste é mostrado na Figura 4.

Figura 4: Regressões lineares entre os pares de dados de turbidez modelada e coletada nas condições pré e pós-ajuste.



A reta da (Equação 2) foi reajustada a uma função idealizada  $y = x$  ou  $T_{sat} = T_{insitu}$ . Como resultado os valores de turbidez modelada foram corrigidos progressivamente sobre o intervalo entre 0 e 16,4 FNU (intervalo de baixa turbidez) para que as estimativas se ajustas sem a função idealizada. Após o ajuste o erro médio quadrático foi de 0,5 FNU e o  $R^2$  de 0,94. As figuras apresentadas neste documento seguiram esse procedimento.

## 2 REFERÊNCIAS

AURIN, D. et al. Spatially resolving ocean color and sediment dispersion in river plumes, coastal systems, and continental shelf waters. **Remote Sensing of Environment**. v.137, p. 212-225. 2013.

BASTOS A.C. et al. Shelf morphology as an indicator of sedimentary regimes: A synthesis from a mixed siliciclastic carbonate shelf on the eastern Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**. v.63, p.125-136. 2015.

DOGLIOTTI, A. I. et al. A single algorithm to retrieve turbidity from remotely-sensed data in all coastal and estuarine waters. **Remote Sensing of Environment**. v.156, p. 157-168. 2015.

VIEIRA, F. V. et al. Along-Shelf changes in mixed carbonate-siliciclastic sedimentation patterns. **Continental Shelf Research**. 2019.