



Universidade Federal do Rio Grande
Instituto de Oceanografia
Pós-Graduação em Oceanografia Física Química e Geológica

Padrões de Circulação e Transporte de Derivadores Simulados nos Ambientes da Lagoa Mirim e Pluma da Lagoa dos Patos

Douglas Vieira da Silva
Orientador: Prof. Dr. Wiliam Correa Marques

Rio Grande, Setembro de 2018

Universidade Federal do Rio Grande
Instituto de Oceanografia
Pós-Graduação em Oceanografia Física Química e Geológica

**Padrões de Circulação e Transporte de Derivadores Simulados
nos Ambientes da Lagoa Mirim e Pluma da Lagoa dos Patos**

Discente: Douglas Vieira da Silva

Orientador: Prof. Dr. Wiliam Correa Marques

Dissertação apresentada à banca examinadora
da Universidade Federal do Rio Grande,
como exigência parcial para obtenção
do título de Mestre em Oceanografia
Física Química e Geológica pelo programa
Pós-Graduação em Oceanografia Física
Química e Geológica

Setembro de 2018

**Padrões de Circulação e Transporte de Derivadores Simulados nos Ambientes da Lagoa Mirim
e Pluma da Lagoa dos Patos**

Banca Examinadora

Prof. Dr. Wiliam Correa Marques
Instituto de Matemática, Estatística e Física - IMEF-FURG

Prof. Dr. José Luiz Lima de Azevedo
Instituto de Oceanografia - IO-FURG

Prof. Dr. Eduardo Siegle
Instituto Oceanográfico - IO-USP

Dedicado às memórias de Priscila C. A. e de Antonio S. S.

Resumo

Esta dissertação apresenta estudos sobre o padrão de circulação e transporte dos ambientes da Lagoa Mirim e sobre a Pluma da Lagoa dos Patos, baseando-se em uma perspectiva Lagrangeana a partir de simulações hidrodinâmicas. Um módulo de derivadores simulados é usado para obter estimativas da escala de tempo de transito da água da Lagoa Mirim e para obter estimativas do espalhamento radial da Pluma da Lagoa dos Patos.

A Lagoa Mirim é um laguna estrangulada que se conecta à Lagoa dos Patos através do Canal de São Gonçalo, não estando sujeita à influência direta do mar. A Lagoa Mirim é um reservatório natural importante para o abastecimento urbano, para atividades de agricultura e navegação. Três experimentos numéricos usando um modelo bi-dimensional (TELEMAC-2D) com três anos de duração, avaliaram a ação combinada e individual do vento e da descarga dos rios sobre os padrões de transporte no interior da laguna. A partir do padrão de transporte de derivadores simulados, foram feitas estimativas mensais do tempo de residência de forma regionalizada. Os três experimentos numéricos identificaram a descarga dos rios como a principal forçante a controlar a distribuição e variabilidade do tempo de residência. Foi verificado que o vento atua de forma secundária, podendo aumentar ou diminuir o tempo de residência dependendo de sua intensidade e direção. O tempo de residência médio de toda a laguna foi em torno de 180 dias, mas os setores da Lagoa Mirim apresentam diferenças espaciais da ordem de 100 dias conforme a distância da entrada do Canal de São Gonçalo. A variabilidade das condições de circulação também causam variações temporais de até 100 dias em uma mesma região. O setor sul da Lagoa Mirim apresentou um tempo de residência superior à 250 dias, estando sujeito a períodos de estagnação em função do efeito de constrição da descarga fluvial. Enquanto o setor norte apresentou valores menores que 100 dias, não sendo afetado pelos efeitos de constrição dos rios. Dessa forma o setor sul da Lagoa Mirim se apresenta como o mais vulnerável a ser impactado por poluentes devido ao seu maior grau de estagnação.

A Pluma da Lagoa dos Patos é uma pluma de pequena escala cuja dinâmica da sua descarga é controlada fortemente pela descarga dos rios e pelo vento. De forma que a excursão dessa pluma sobre o ambiente de plataforma interna é caracterizada por uma variabilidade alta. Simulações hidrodinâmicas não-hidrostáticas tri-dimensionais (TELEMAC-3D) e um módulo Lagrangeano foram usados para estimar o espalhamento radial da Pluma da Lagoa dos Patos, considerando diferentes condições de descarga anual dos rios, a partir de um cenário de alta e baixa descarga. O contraste entre as duas simulações de alta e baixa descarga foi caracterizado por oito parâmetros de escala. No cenário de alta descarga o comprimento e espessura vertical da pluma são aumentados, alterando o equilíbrio entre os processos inerciais e os processos friccionais. Em termos do espalhamento radial, durante o regime de alta descarga o espalhamento paralelo e perpendicular à costa, inferidos a partir da trajetória dos derivadores simulados, foram relativamente maiores quando comparados com o cenário de baixa descarga. Para ambos os cenários, o espalhamento paralelo foi sempre maior do que o espalhamento perpendicular à costa, pois as correntes costeiras ao defletir a pluma tendem a restringir o transporte normal à plataforma. Valores típicos observados para o espalhamento paralelo foram entre 10 e 18, valores normalizados referentes ao comprimento inicial da pluma. Dessa forma, em condições similares de vento, a descarga dos rios mostra-se capaz de afetar a forma e intensidade com qual o material transportado pela pluma se espalha sobre o ambiente costeiro e plataforma interna.

Palavras-Chave: Circulação, Pluma da Lagoa dos Patos, Lagoa Mirim, Plumas, Modelagem Numérica, Derivadores Simulados, TELEMAC-3D, TELEMAC-2D.

Abstract

This dissertation presents results on the circulation and the transport patterns of the environments of the Mirim Lagoon and Patos Lagoon Coastal Plume, based on a Lagrangean approach through hydrodynamic simulations. A module of simulated drifters is used to make estimates for the transit's time scale of the Mirim Lagoon and for the radial spreading of the Patos Lagoon Coastal Plume. The Mirim Lagoon are a choked lagoon connected to the Patos Lagoon through the São Gonçalo Channel, do not subjected to the direct influence of the sea. The Mirim Lagoon is an important water resource for urban, agricultural and navigation purposes. Tree numerical experiments using a two-dimensional model (TELEMAC-2D) performed over three years was used to evaluate the combined and individual of the wind forcing and riverine discharge forcing over the transport patterns of the Mirim Lagoon. The trajectories of simulated drifters was used to make monthly estimative of the residence time for each area of the lagoon. The numerical experiments identified the riverine discharge as the main forcing to controls the distribution of the residence time. While the wind have a secondary role, increasing or enhancing the residence time due its intensity and direction. The averaged residence time for the entire lagoon is about 180 days, with differences of 100 days between the each sectors related to the distance from the São Gonçalo Channel entrance. The variability of the circulation also causes temporal variability of about 100 days for a particular area of the lagoon. The southern sector of the Mirim Lagoon presented a residence time higher than 250 days, subject to periods of stronger stagnation due backwater effect caused by the riverine discharge. The northern sector presented residence time lower than 100 days, not being subject to the backwater effect occurring upstream. Hence, the southern sector of the Mirim Lagoon was characterized as the most susceptible to be impacted by pollutants due its higher stagnation. The Patos Lagoon Coastal Plume is a small scale outflow strongly controlled by the riverine discharge and wind. Which makes the excursion of the plume over the inner shelf environment be highly variable. A non-hydrostatic three-dimensional model (TELEMAC-3D) and a Lagrangean module was used to make estimative of the spreading of the plume at two different discharge conditions. Through eight scale parameters the contrasts between a high discharge and a low discharge year are characterized. At the strong discharge regime the width and thickness of the plume is enhanced, and the balance between the inertial processes and frictional processes are altered. The trajectories of simulated drifters showed that the alongshore and cross-shore spreading of the plume are stronger at the higher discharge scenario. For both scenarios the alongshore spreading is always larger than the cross-shore spreading, since the coastal currents restricts the cross-shore transport while bending the plume. Typically values for the alongshore spreading varies between 10 and 18, in terms of the normalized initial plume width. In terms of discharge influence over similar wind conditions, different amounts of riverine discharge showed capable to effect the extent which the material delivered by the plume can spread over the inner continental shelf.

Palavras-Chave: Circulation, Patos Lagoon Coastal Plume, Mirim Lagoon, Plumes, Numerical modeling, TELEMAC-3D, TELEMAC-2D.

Sumário

1	Introdução	2
1.1	Efeitos das Plumas Costeiras sobre os Oceanos e Plataformas Continentais	3
1.2	Dinâmica das plumas costeiras	9
1.3	Lagunas costeiras estranguladas e consequências dos seus padrões de circulação . . .	13
1.4	Áreas de Estudo	16
1.4.1	Lagoa Mirim	16
1.4.2	Região da Pluma da Lagoa dos Patos	18
1.5	Objetivos	20
1.5.1	Artigo da Lagoa Mirim	20
1.5.2	Artigo da Pluma da Lagoa dos Patos	21
1.6	Estrutura da Dissertação	21
2	Material e Métodos	23
2.1	Módulos Hidrodinâmicos	24
2.1.1	TELEMAC-3D	24
2.1.2	TELEMAC-2D	26
2.2	Malha de Elementos Finitos	27
2.2.1	Lagoa dos Patos e Plataforma	27
2.2.2	Lagoa Mirim	29
2.3	Condições Iniciais e de Contorno	30
2.3.1	Simulações da Pluma da Lagoa dos Patos	30
2.3.2	Simulações da Lagoa Mirim	32
2.4	Módulo de Derivadores - ADRIFT	33
2.5	Experimentos Numéricos	34
2.6	Validação dos Resultados	36
2.6.1	Validação dos resultados da Pluma das Lagoa dos Patos	36
2.6.2	Validação dos resultados da Lagoa Mirim	38
2.7	Parâmetros de Escala da Pluma	39
2.8	Espalhamento da Pluma	42
2.9	Tempo de Residência da Lagoa Mirim	43
3	Validação dos Resultados Hidrodinâmicos	46
3.1	Análise Dinâmica	47
3.2	Comparação com observações de salinidade e velocidade	50
3.3	Validação da elevação da superfície livre	53

3.4	Validação do campo da pluma através de sensores remotos	54
4	Residence Time patterns of lagrangian drifters at Mirim Lagoon, Brazil	59
4.1	Introduction	59
4.1.1	Study Area	61
4.2	Methods	62
4.2.1	Hydrodynamic model	62
4.2.2	Boundary conditions and validation	63
4.2.3	Numerical experiments	63
4.2.4	Validation of the hydrodynamic model	64
4.2.5	Drifters and Residence Time	65
4.3	Results	66
4.3.1	Transport patterns	66
4.3.2	Residence time patterns	67
4.4	Discussion	71
4.4.1	High and low discharge events	71
4.4.2	Wind oscillations	72
4.4.3	Variability of the residence time	73
4.5	Conclusions	75
5	Variability of the Spreading of the Patos Lagoon Plume Using Numerical Drifters	78
5.1	Introduction	78
5.1.1	Study Area	80
5.2	Material and Methods	81
5.2.1	Hydrodynamic model and Lagrangian module	81
5.2.2	Boundary conditions	82
5.2.3	Drifters' spreading metrics	82
5.2.4	Scale parameters	85
5.2.5	Validation of the hydrodynamic model	86
5.3	Results and Discussion	88
5.3.1	Plume Circulation Pattern	88
5.3.2	Dynamical classification	91
5.3.3	Trajectories of the drifters	93
5.3.4	Drifter's spreading	95
5.4	Conclusions	99
6	Conclusões e Recomendações	102
6.1	Conclusões gerais	102
6.1.1	Conclusões sobre o tempo de residência da Lagoa Mirim	102
6.1.2	Conclusões sobre o espalhamento da Pluma da Lagoa dos Patos	103
6.2	Recomendações para trabalhos futuros	105
6.2.1	Recomendações para trabalhos sobre a Lagoa Mirim	105
6.2.2	Recomendações para trabalhos sobre a Pluma da Lagoa dos Patos	106
7	Referências	107

Lista de Figuras

1.1	Contribuição das plumas para o transporte de nutrientes e sedimentos para o oceano profundo. A partir da desembocadura do estuário ou do rio ocorre a formação da pluma costeira. Devido à diferença de densidade da pluma com a água marinha a região da pluma desenvolve uma circulação distinta da circulação ambiente. A fração de material transportado pela pluma do ambiente costeiro para o oceano aberto é fortemente controlado pela escala de comprimento da pluma.	5
1.2	Processos dinâmicos que afetam a circulação e escala das plumas costeiras. a) Efeitos das correntes costeiras sobre a extensão da pluma. b) Efeito da rotação sobre o sentido de propagação da pluma em equilíbrio geostrófico. c) Efeito de mistura vertical da maré sobre a pluma. d) Efeito do vento sobre o comprimento da pluma. e) Efeito da descarga fluvial sobre a escala horizontal e vertical das plumas. f) Efeitos da topografia sobre a forma pluma. g) Efeito do contraste de densidade entre o oceano e a pluma.	6
1.3	Possíveis estágios de formação de um pluma costeira, adaptado de (Horner-Devine et al., 2015). A figura esquematiza quatro estágios (a-d) condicionados por propriedades do fluxo e processos costeiros. A linha azul ilustra a borda de uma pluma se propagando no sentido das ondas de Kelvin no hemisfério norte.	10
1.4	Ilustração adaptada de (Jurisa et al., 2016) exemplificando o papel do espalhamento radial das plumas sobre a estratificação. O painel inferior exhibe o comportamento do escoamento da pluma ao no penetrar no mar. Na saída do estuário a pluma perde o contato com o fundo e se espalha superficialmente. Após esse ponto seguem a zona de espalhamento da pluma e em seguida a zona frontal. O painel superior exhibe dois perfis de densidade para diferentes regiões da pluma com e sem espalhamento radial. O perfil mais externo exhibe uma picnoclina mais rasa para o caso em que o espalhamento radial ocorre, o que é mostrado pela marcação das profundidades h_1 e h_2 nos dois perfis.	12
1.5	Distribuição para as estimativas do tempo de residência e do volume diário renovado para dez lagunas costeiras. Sobreposto aos valores, são representados três tipos de lagunas costeiras com diferentes graus de conexão com o oceano aberto, desde lagunas restritas á lagunas vazadas. As linhas tracejadas representam valores de eficiência de mistura (ME), isto é, a razão entre o tempo de residência e o tempo de descarga. Adaptada de Umgiesser et al. (2014), onde foi incluída a Lagoa Mirim (círculo amarelo) a partir dos resultados dessa dissertação.	15

1.6	Área de estudo da Lagoa Mirim incluindo o Canal de São Gonçalo e a planície de inundação. Os valores negativos da escala de cor representam a batimetria, enquanto os valores positivos representam a planície de inundação.	17
1.7	Área de estudo. O quadro a) exibe a localização da Lagoa dos Patos e sua desembocadura na plataforma continental do sul do Brasil. O quadro b) exibe os detalhes do estuário e da região costeira da desembocadura da Lagoa dos Patos, enquanto o quadro c) exibe detalhes dos molhes e do canal de entrada do estuário.	19
2.1	A importância dos processos não-hidrostáticos para diversos processos de circulação oceânicos. Nos processos oceânicos de grande escala os processos não-hidrostáticos são pouco relevantes, conforme a escala do processo se aproxima da pequena escala, os processos não-hidrostáticos passam a ganhar importância (Figura adaptada de Marshall et al. (1997)).	25
2.2	Detalhes da configuração da malha da Lagoa dos Patos e o ambiente de plataforma, assim como a distribuição dos dados batimétricos usados. O quadro a) mostra toda a malha sobreposta aos dados batimétricos usados em todo o domínio computacional. Os contornos sólidos representam os dados batimétricos globais e os pontos representam pontos digitalizados a partir de cartas náuticas. Os quadros b) a e) mostram detalhes da cobertura de informações batimétricas desde da plataforma ao canal da desembocadura do estuário.	28
2.3	Detalhes da estrutura da malha computacional da Lagoa Mirim. O quadro a) mostra a extensão de todo o domínio da malha, onde detalhes dos enquadramentos são exibidos nos quadros b), c) e d). A escala de cores apresenta os valores para a profundidade (azul) e elevação da planície de inundação (amarelo e vermelho).	30
2.4	Esquema de imposição das condições de contorno usadas nas simulações hidrodinâmicas. À direita, os círculos verdes marcam os pontos de inclusão das vazões dos rios, no oceano a borda laranja marca a entrada das condições de contorno de correntes oceânicas da maré. À esquerda, destaca-se as condições de contorno aplicadas aos níveis verticais e as informações atmosféricas aplicadas à superfície da malha.	31
2.5	Esquema do módulo de derivadores acoplado ao TELEMAR-3D. O quadro a) mostra a forma como as velocidades horizontais da malha são interpoladas ao derivador (círculo preto), onde é atribuído um peso ao interpolador a partir da distância do derivador aos nós. De forma semelhante o quadro b) mostra o processo de interpolação quando a partícula se encontra entre dois níveis sigma.	33
2.6	O fluxograma à esquerda mostra o conjunto de resultados do modelo numérico que são usados para validação. Os resultados na forma de séries temporais de velocidade e salinidade são validados com respectivas as observações obtidas na Estação de Praticagem, no Canal do Porto de Rio Grande. Séries temporais de elevação da superfície resultante do modelo são validadas a partir da comparação com as cotas de três estações distribuídas no interior da Lagoa dos Patos. Os pontos de observações são marcados por círculos no mapa à direita.	37
2.7	Fluxograma da cadeia de processamento das imagens SAR usadas para validar o campo de baixa salinidade da pluma da Lagoa dos Patos.	38
2.8	Esquema ilustrando como as informações do campo da pluma resultantes do modelo são extraídas para calcular os parâmetros de escala. As variáveis W_m e W_p são o comprimento da desembocadura e da pluma respectivamente, enquanto h_p é a espessura vertical da pluma. A velocidade ao longo da pluma é dado por u_c , enquanto a densidade da pluma e do mar são dadas por ρ_p e ρ_o , respectivamente.	39

2.9	Campos médio das simulações de estudo de caso, mostrando o escala de comprimento média do campo de salinidade da pluma. O quadro a) representa o campo horizontal médio de salinidade e o quadro b) o campo vertical médio para a simulação de 2012. Os quadros c) e d) representam os campos para a simulação de 2003. A estrela rosa mostra o ponto de extração das variáveis usadas para calcular os parâmetros de escala.	41
2.10	Esquema de lançamento dos derivadores e métricas usadas para o cálculo do espalhamento. Um total de 15 derivadores são lançados a partir da desembocadura dos Molhes da Barra, ao longo da evolução da trajetória dos derivadores o centro de massa r_t é obtido (linha azul no quadro a)). A métrica do espalhamento dos derivadores é calculada tendo como referência os eixos normal e transversal (S_x e S_y) à inclinação da costa (linhas coloridas no quadro b)). Posteriormente um conjunto de valores de espalhamento obtidos dentro de um período mensal são interpolados para uma grade com resolução de 200×200 m, conforme esquematizado no quadro c).	42
3.1	Evolução dos valores do parâmetro U^2/L^2N^2 (quadro superior) ao longo de 600 h, referentes as séries temporais tomadas na Estação de Praticagem. As componentes U^2 e L^2N^2 também são mostradas nos quadros inferiores.	48
3.2	Campo vertical de salinidade das simulações não-hidrostática e hidrostática durante um evento de cunha salina ao longo do canal dos Molhes da Barra. A distância é tomada como referência o interior do estuário, assim à 4.500 m da origem se refere à saída dos Molhes da Barra. Os dois perfis possuem a mesma escala de cor e limite de eixos.	49
3.3	Diferença entre os campos de salinidade horizontal das simulações não-hidrostática e hidrostática para a superfície e fundo em período de vazante (inferiores) e enchente (superiores). A escala de cor representa a anomalia de salinidade em relação aos resultados da simulação não-hidrostática. Valores positivos indicam que a simulação não-hidrostática apresentou valores superiores aos da simulação hidrostática, e o oposto para os valores negativos.	50
3.4	Séries temporais horárias dos valores de salinidade e velocidade paralela ao canal observados (linha preta) e simulados (linha azul e lilás). Para melhorar a visualização da diferença entre as simulações hidrostática e não-hidrostática, é mostrado a diferença entre os dois resultados através da linha vermelha.	51
3.5	Séries temporais horárias dos valores de salinidade e velocidade observados (linha pontilhada preta) e simulados (linha azul e lilás). Para melhorar a visualização da diferença entre as simulações hidrostática e não-hidrostática, é mostrado a diferença entre os dois resultados pela através da linha vermelha.	54
3.6	Campo de salinidade superficial resultante das simulações hidrostática e não-hidrostática para os dias 06 de Janeiro e 21 de Fevereiro. Sobreposto como uma linha azul, têm-se a feição associada à pluma costeira identificada nas imagens SAR.	55
3.7	Imagem Landsat 7 da pluma da costeira da Lagoa dos Patos para o dia 05 de Janeiro no quadro comparada com os resultados das simulações hidrostática e não-hidrostática. O quadro a) mostra valores de reflectância para o canal 3 da imagem Landsat para destacar a pluma de sedimentos, enquanto o quadro b) mostra a composição em cores verdadeiras. O quadro c) apresenta os resultados das simulações hidrodinâmicas correspondente ao mesmo evento.	56
4.1	Bathymetry (negative values) and the floodplain's topography (positive values) of the study area and its location in South America. The circles mark the rivers used as boundary conditions (blue circles = discharge time series, magenta = level time series). The squares mark the locations where the observations of level used to validate the model were made.	61

4.2	Model results (blue line) and observations (gray dots) for the water level (m) anomalies at SI and SVP harbors.	64
4.3	Details of the boundary conditions for the year 2001. The black circles mark the moments of drift release. The solid red line is the water level (m) at the mouth of the SGC. The solid blue lines are the discharges ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$) of the rivers, and the solid green line is the wind velocity (m/s)	65
4.4	Snapshots of simulated drifter positions at different periods for the three experiments. The first row shows the results of the SIM1 experiment in February, June, and September. Similarly, the results of the SIM2 experiment are shown in the second row. The trajectory evolution of a selection of simulated drifters of the SIM3 experiment is shown in the third row, split for the southern and northern sector.	68
4.5	The <i>RT</i> distribution of ML for all months of 2001 calculated for the results of experiment SIM1. The color scale of the <i>RT</i> represents the time in days expended between the release and the exit from ML for each simulated drift. Each subfigure shows the <i>RT</i> for all particles released in the specified month.	69
4.6	The <i>RT</i> distribution for the results of experiment SIM2, the same as Figure 5.	70
4.7	The monthly values of the <i>HE</i> for the role ML and for its individuals sectors. Southern sector = blue line, central sector = green, northern sector = orange, and role ML = gray.	71
4.8	Main transport pattern representation of the ML <i>RT</i> for the three simulations. The gray line is the average pathway for the simulated drifters, and the blue, orange and green colors are the averages of <i>HE</i> for the individuals sectors.	74
5.1	Computational mesh exhibiting the bathymetry (in m) of the Southern Brazilian Continental Shelf, with details on the coastal zone and the inlet of the Patos Lagoon. Frame a) shows the locations of the rivers (black circles 1 - Guaíba River, 2 - Camaquã River and 3 - São Gonçalo River) and the locations of the level gauges (red squares 1 - Ipanema, 2 - Arambaré and 3 - São Lourenço)). Frame b) shows the location of the Praticagem Station (red square). Frame c) shows the location of the point used for the calculations of the scale parameters.	81
5.2	The upper panel shows a scheme for the application of boundary conditions on the mesh domain. The middle panel shows the wind intensity and direction used to force the two annual simulations. The lower panel shows the sum of the discharges prescribed for the Camaquã, Guaíba and São Gonçalo rivers.	83
5.3	Scheme of the release of the drifters and metrics used to obtain estimations. The blue line is the center of mass of the drifters, and the axes of the ellipsoids are parallel and perpendicular to the shore (the alongshore and cross-shore)	84
5.4	Comparison between simulated and observed series of salinity and parallel velocity along the estuarine channel at the Praticagem Station. Time series of observations (black dotted lines) and of the model (colored lines) for a period of 600 hours	87
5.5	Comparison between simulated and observed series of water level distributed along the Patos Lagoon. The blue line is the model results, and the black dots are observations.	88
5.6	Frame a) presents the Landsat image of the coastal plume on January 05, 2001, where the color scale represents the normalized reflectance for band 3. Frames b) and c) show the salinity field resulting from the model for January 05 and January 06, 2011, respectively. In frame c), the blue solid line represents the plume front digitized from the SAR image (not shown) for the samedate.	89

5.7	The upper panel shows the kinetic energy ($KE - m^2s^{-2}$) and salinity (psu) field for an ebb event simulated in February 2003, which is representative of the main characteristics of the plume circulation. The plume propagates southward and forms a sharp front along the 26 psu isohaline, and along that front, higher values of KE ($>0.75 m^2s^{-2}$) occur. The enhanced values of KE are associated with the intense convergence of velocities along the plume front. The lower panel shows the scatter in the zonal and meridional averaged velocities for the 2012 and 2003 simulations at the plume's core. The colors are related to the salinity together with negative zonal velocities ($V < 0$) indicating flood (yellow) and ebb (blue) events. The blue and red lines mark minimum and maximum velocities, respectively.	90
5.8	Hovmöller diagrams of the vertical salinity structure at the nearfield of the plume for the high and low discharge scenarios, in addition to its Richardson number. The white line in the Hovmöller diagram represents isohaline for 26 of salinity.	91
5.9	Four drifter release events from, the simulation of 2012 superposed on the salinity field. The gray lines are the individual trajectories for each drifter 10 hours after the release point. The axes of the red ellipsoids are the values for S_x and S_y at the center of mass of the drifters. The blue vectors are the wind velocities along the trajectories of the drifters.	94
5.10	Monthly averaged spreading S_x along the x-axis for the simulation of 2012. The S_x values are normalized by the initial values at the release point, representing the relative expansion of the width of the plume from the jetties' mouth. The values for the spreading are binned in a 200 x 200 m grid around the jetties. The background gray scale represents the bathymetry, and the colored colorscale represents the normalized spreading.	96
5.11	Monthly averaged spreading S_y along the y-axis for the simulation of 2012. Same scale colors used in Figure 9.	97
5.12	Monthly averaged spreading S_x along the x-axis for the simulation of 2003. The same scale colors are used in Figure 9.	98
5.13	Monthly averaged spreading S_y along the y-axis for the simulation of 2003. Same scale colors used in Figure 9.	99

Lista de Tabelas

2.1	Experimentos para o estudo da Pluma da Lagoa dos Patos. São listados informações sobre período simulado, sobre o modelo computacional e característica da malha computacional	34
2.2	Experimentos para o estudo da Lagoa Mirim, listagem assim como apresentada na Tabela 2.1.	35
3.1	Valores de avaliação das simulações para as variáveis de salinidade e velocidade. . .	52
3.2	Valores de avaliação das simulações para a variável de anomalia de elevação de superfície livre.	54
4.1	Settings of the numerical experiments	63
5.1	Formulations of the scale parameters	86
5.2	Scale parameters of the plume for both simulations	93

Lista de Símbolos

TELEMAC-3D

U	Primeira componente da velocidade (m/s)
V	Segunda componente da velocidade (m/s)
W	Terceira componente da velocidade (m/s)
t	Tempo (s)
g	Aceleração gravitacional (m/s)
Z_s	Elevação da superfície (m)
z	Profundidade de uma camada qualquer (m)
ν	Coefficiente de viscosidade cinemática (m/s)
F_x	Termo fonte do momento da equação u
F_y	Termo fonte do momento da equação v
p	Pressão
p_{atm}	Pressão atmosférica
p_{dm}	Pressão Dinâmica
ρ_0	Densidade de referência (kg/m^3)
$\Delta\rho$	Variação da densidade (kg/m^3)
h	Profundidade da água (m)
p_{ar}	Pressão do ar (kg/m^3)
f	Coefficiente de coriolis
S	Salinidade ($Kg.m^3$)
ρ_{ref}	Massa específica de referência ($\rho_{ref} = 999.972 kg.m^{-3}$)
k	Energia cinética turbulenta do fluido
ϵ	Dissipação da energia cinética turbulenta

Parâmetros de Escala

K e K_b	Número de Kelvin
R_D	Raio Interno de Rossby (m)
R	Número de Rossby
E_k	Número de Ekman
Fr	Número de Froude
K_m	Número de kelvin de desembocadura
Ri	Número de Richardson
Re_p	Número de Pluma de Reynolds

Métodos - Artigo 1

X	Eixo paralelo à linha de costa
Y	Eixo perpendicular à linha de costa
r_t	Centro de massa do conjunto de derivadores no tempo t
S_x	Espalhamento paralelo à linha de costa
S_y	Espalhamento perpendicular à linha de costa
S_o	Espalhamento inicial em ambos os eixos

Métodos - Artigo 2

RT	Residence Time
HE	Hydraulic Efficiency
FT	Flushing Time
W_x	Componente zonal da velocidade do vento
W_y	Componente meridional da velocidade do vento

Lista de Abreviaturas

PSCB	Plataforma Continental Sul do Brasil
CB	Corrente do Brasil
CM	Corrente das Malvinas
EUA	Estados Unidos da América
open	Consórcio de modelos de acesso livre
TELEMAC- MASCARET	
TELEMAC	Sistema TELEMAC, composto por diversos módulos
TELEMAC-3D	Módulo hidrodinâmico tridimensional
SISYPHE	Módulo morfodinâmico
TOMAWAC	Módulo ondulatório - <i>TELEMAC-Based Operational Model Addressing Wave Action Computation</i>
LANSD	Laboratório de Análise Numérica e Sistemas Dinâmicos
LiDAR	<i>Light Detection And Ranging</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação
LEPLAC	Levantamento da Plataforma Continental Brasileira
ReviZZE	Programa de Revisão da Zona Econômica Exclusiva
GEBCO	<i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i>
HYCOM	<i>HYbrid Coordinate Ocean Model</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
JG	Rio Jaguarão
TC	Rio Tacuari
CB	Rio Cebollati

ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>
CTD	<i>conductivity temperature depth</i>
GMT	<i>Greenwich Mean Time</i>
OSU	<i>Oregon State University</i>
OTPS	<i>OSU Tidal Prediction Software</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
CESUP	Centro Nacional de Supercomputação na Região Sul
SINAPAD	Sistema Nacional de Processamento de Alto Desempenho
ERA	European Reanalysis
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
RMSE	Raiz do Erro Quadrático Médio
MAE	Erro Médio Absoluto
MSE	Erro Quadrático Médio
n	Quantidade de dados observados
obs	Dado observado
mod	Dado modelado
obs_{mean}	Média dos dados observados

Introdução

CAPÍTULO 1

Introdução

Os oceanos são rasos.

Giullia Reis

Essa dissertação apresenta seus resultados na forma de dois artigos independentes nos Capítulos 4 e 5, onde cada um possui uma seção de introdução própria. Desta forma, neste capítulo é feita uma introdução estendida ao tema das plumas costeiras. A seção 1.1 desse capítulo faz uma introdução a i) importância das plumas costeiras para os processos oceânicos e costeiros, e a ii) processos de circulação e tempo de transito de lagunas costeiras. A seção 1.2 apresenta os principais processos de mistura e espalhamento que ocorrem ao longo do campo das plumas costeiras. A seção 1.3 apresenta uma introdução dedicada a ambientes lagunares estrangulados e seus aspectos de tempo de circulação. A seção 1.4 descreve a área de estudo da pluma da Lagoa dos Patos, enquanto a seção 1.5 descreve área de estudo da Lagoa Mirim. Por último, a seção 1.5 descreve o objetivo geral e os objetivos específicos dos artigos resultantes dessa dissertação.

Fazendo o vínculo

O estudo dos padrões de transporte e circulação dos ambientes marinhos costeiros e mares interiores representa um importante tópico em diferentes disciplinas de ciências marinhas. Isto em

virtude do estreito vínculo desses padrões aos parâmetros da água, sedimentos e biológicos (Cucco e Umgiesser, 2015). Assim estudos usando uma abordagem Lagrangiana possuem relevância para um entendimento mais profundo da circulação dos ambientes marinhos, tanto em abordagens científicas e operacionais (Spencer et al., 2014).

Nesse trabalho, a partir de um conjunto de métodos Lagrangianos, os padrões de circulação de um ambiente lagunar e uma região de pluma costeira são caracterizados. Mesmo sendo ambientes abordados de forma independente, o vínculo entre os dois tópicos ocorre pelo uso de derivadores simulados para se obter estimativas de parâmetros relevantes para atividades de cunho operacional e de pesquisa. Assim, dentro da proposta desse trabalho, uma introdução aos principais tópicos abordados nessa dissertação é apresentada nas próximas seções.

1.1 Efeitos das Plumas Costeiras sobre os Oceanos e Plataformas Continentais

Os rios são uma componente fundamental no ciclo hidrológico e transportam para o oceano um volume de água estimado de $37 \times 10^3 \text{ km}^3$, representando um terço da precipitação global que ocorre sobre os continentes (Trenberth et al., 2007). Este volume de água doce ao atingir o mar cria regiões com características distintas do ambiente de plataforma continental, onde os padrões de circulação e mistura são governados pelas diferenças de massa específica entre a água marinha e a água doce introduzida pelos rios (Simpson et al., 1993; Hill, 1998). Essas regiões são denominadas de plumas costeiras e apresentam diversas escalas de tamanho e estrutura dependendo dos seus agentes de formação (Horner-Devine et al., 2015). A dinâmica das plumas costeiras afeta a circulação do ambiente de plataforma e determina o destino final do material terrígeno entregue pelos rios à zona costeira, e consequentemente para o oceano profundo (Nash e Moum, 2005; Yasin et al., 2010; Qu e Kroeze, 2010). Desta forma, as plumas costeiras exercem grande influência em diversos processos oceanográficos costeiros, além de terem potencial para afetar os oceanos além das escalas locais.

No ambiente marinho as plumas são uma fonte de flutuabilidade em função da entrada de água doce, de estratificação vertical e de entrada de material terrígeno, onde se incluem sedimentos, nutrientes e poluentes (Justić et al., 1995; DiGiacomo et al., 2004; Wysocki et al., 2006). A partir de um modelo mecanístico de plumas costeiras, Sharples et al. (2016) realizaram uma estimativa global

para a proporção de nutrientes que são exportados da plataforma continental para o oceano profundo. Os autores parametrizaram a contribuição de diferentes processos de transporte baseando-se em informações de descarga dos rios, e das dimensões horizontais e verticais das plumas costeiras.

As regiões equatoriais apresentaram proporções acima de 80%, em função da maior descarga dos rios de clima tropical. Isto ocorre devido ao comprimento horizontal das plumas se estender além do limite da plataforma continental, de forma que o transporte líquido através da plataforma deve-se à contribuição do transporte de Ekman induzido pelo vento, pela dispersão horizontal através do campo da pluma e pela velocidade residual da pluma. As regiões de alta latitude apresentaram proporções menores do que 60%, isso em função do efeito da força de Coriolis, que restringe o comprimento das plumas costeiras ao defletir o seu escoamento no sentido das ondas de Kelvin, fato que aumenta o tempo de residência dos nutrientes na plataforma Garvine (1995, 1999). Experimentos numéricos com plumas idealizadas também demonstram que a razão entre o comprimento da pluma e o comprimento da plataforma continental é o fator mais importante para regular as taxas de exportação de nutrientes para o oceano aberto (Izett e Fennel, 2018b,a).

Os efeitos da excursão das plumas de grande escala sobre os oceanos, como a pluma dos Rios Amazonas e Orinoco, são anomalias superficiais de salinidade nas bacias oceânicas. Estas anomalias afetam os padrões climáticos dos fluxos de calor e de quantidade de movimento entre o oceano e a atmosfera (Vizy e Cook, 2010; White e Toumi, 2014). Nos mares marginais, as plumas são um importante fator a exercer controle sobre a composição de sedimentos e nutrientes ao longo do ambiente costeiro (Milliman e Syvitski, 1992; Wheatcroft et al., 2010). A extensão dessa influência sobre o ambiente de plataforma é controlada pela descarga dos rios e pela variabilidade das condições meteorológicas e oceanográficas (Palma e Matano, 2012). Geralmente, as plumas formam zonas de estreitos gradientes horizontais, denominadas de frentes de plumas, onde ocorre forte convergência de correntes que podem afetar a distribuição e a composição de comunidades biológicas (Danovaro et al., 2000; Li et al., 2018).

A figura 1.1 sumariza os fatores mais gerais que explicam o papel que as plumas possuem nos processos do oceano e da plataforma, desde de sua formação a partir da desembocadura dos rios.

Processos oceânicos de meso escala também podem afetar o comportamento das plumas. O entranhamento da água da pluma no oceano aberto pode ser aumentado pelo efeito da circulação das correntes de contorno oeste Schiller et al. (2011). Por exemplo, a pluma do Rio Mississípi é somente

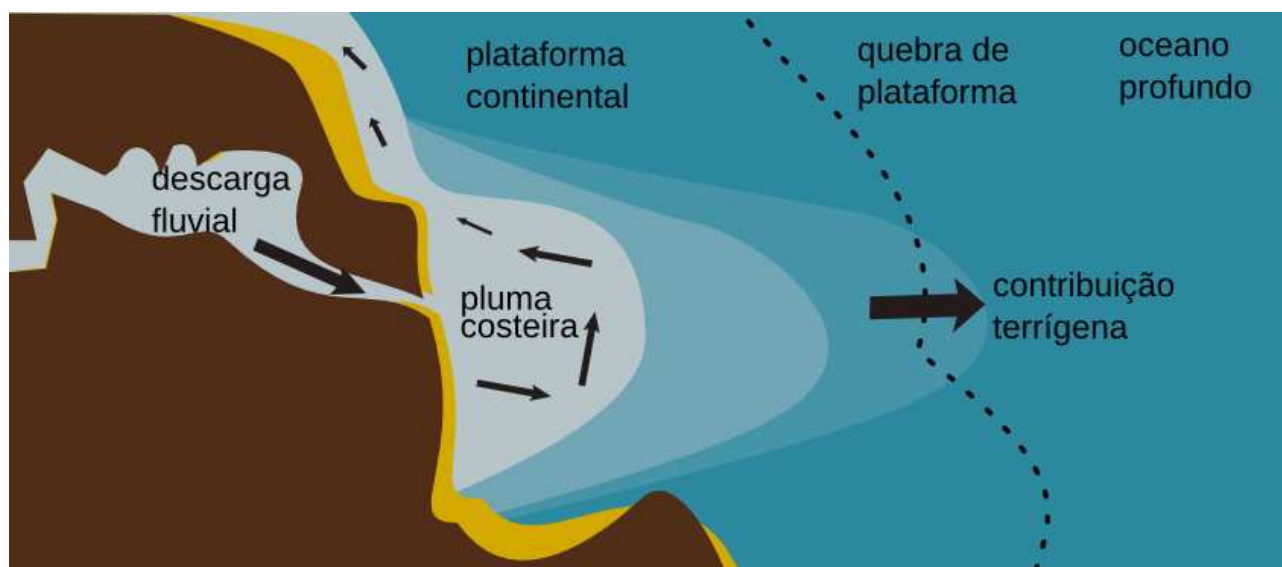


Figura 1.1: Contribuição das plumas para o transporte de nutrientes e sedimentos para o oceano profundo. A partir da desembocadura do estuário ou do rio ocorre a formação da pluma costeira. Devido à diferença de densidade da pluma com a água marinha a região da pluma desenvolve uma circulação distinta da circulação ambiente. A fração de material transportado pela pluma do ambiente costeiro para o oceano aberto é fortemente controlado pela escala de comprimento da pluma.

transportada para fora do ambiente de plataforma quando condições favoráveis de vento são coincidentes com a proximidade do giro da Corrente do Golfo à Plataforma Continental do Lousiana-Texas (EUA), sendo que este processo ocorre de maneira independente da amplitude da descarga fluvial (Schiller et al., 2011).

No caso do Rio da Prata (América do Sul), o regime sazonal dos ventos e a posição da Confluência Brasil-Malvinas controlam a latitude em que a sua descarga escapa da plataforma para o Oceano Atlântico. Durante o inverno, no hemisfério sul, os ventos de nordeste são enfraquecidos pelo aumento da passagem de frentes frias, e a pluma do Rio da Prata pode se propagar até 10° de latitude, em direção ao norte. No verão, os ventos predominantes de nordeste somam-se à influência dos vórtices da Confluência Brasil-Malvinas, e sua descarga pode ser advectada para o oceano aberto já na proximidade da desembocadura da Rio da Prata (Matano et al., 2014).

A partir do momento em que a água de baixa salinidade forma a pluma, o padrão local e o de larga escala passa a regular a diluição e a fração de material que alcança o oceano aberto, tal como a dimensão da pluma costeira Halverson e Pawlowicz (2008). Quando o escoamento das correntes formadas pela água das plumas possuem velocidades intensas na desembocadura dos rios, ondas internas de grande amplitude podem ser geradas e são capazes de contribuir significativamente para a mistura de material continental e influenciar a atividade biológica por grandes extensões do oceano (Nash e Moum, 2005).

Quando o transporte da pluma é favorecido pela ação do vento ou condições fisiográficas da plataforma, o transporte de material dos rios pode influenciar a composição sedimentar de regiões muito distantes de sua fonte Mahiques et al. (2004). Impactos de atividades antrópicas reportados são relacionadas à dispersão de poluentes na água e no sedimento ao longo do campo das plumas costeiras (Warrick et al., 2007; Marta-Almeida et al., 2016). A Figura 1.2 sumariza o efeito de sete fatores que são reportados por afetarem significativamente o comportamento das plumas costeiras.

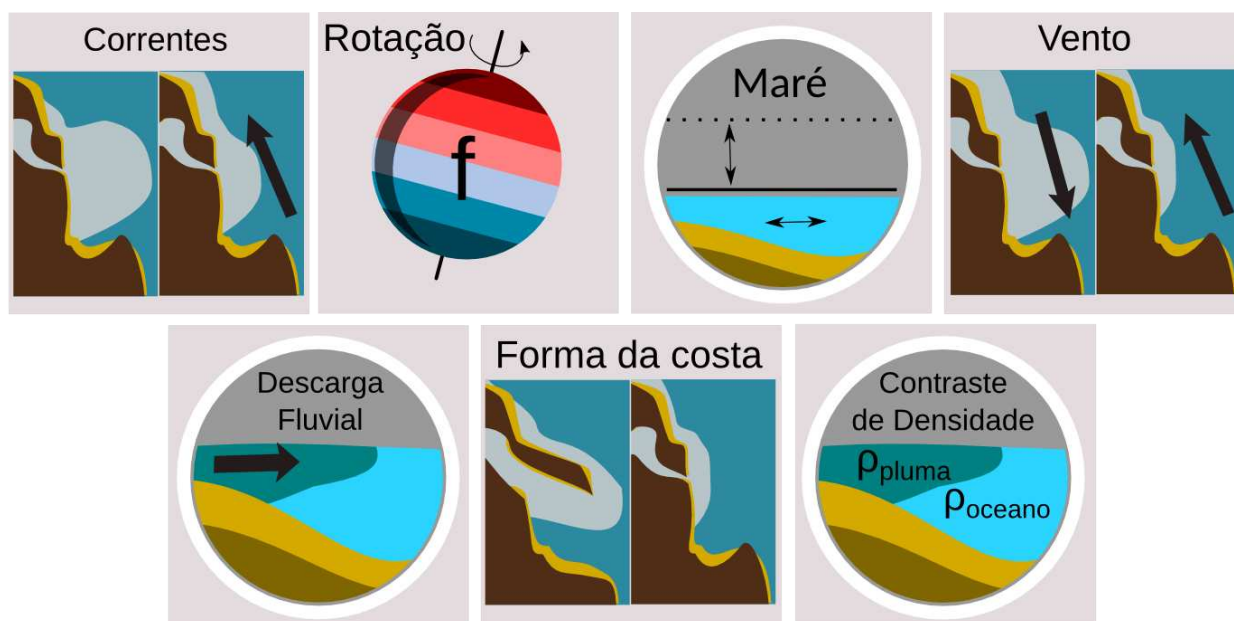


Figura 1.2: Processos dinâmicos que afetam a circulação e escala das plumas costeiras. a) Efeitos das correntes costeiras sobre a extensão da pluma. b) Efeito da rotação sobre o sentido de propagação da pluma em equilíbrio geostrófico. c) Efeito de mistura vertical da maré sobre a pluma. d) Efeito do vento sobre o comprimento da pluma. e) Efeito da descarga fluvial sobre a escala horizontal e vertical das plumas. f) Efeitos da topografia sobre a forma pluma. g) Efeito do contraste de densidade entre o oceano e a pluma.

A presença de correntes costeiras afeta a extensão e a forma das plumas mesmo sobre diferentes condicionantes, como a descarga e a maré. Correntes da ordem de $0,10 \text{ ms}^{-1}$ são capazes de intensificar o escoamento de água formado pela pluma ao longo da costa, quando essas correntes estão alinhadas com os ventos, ou mesmo são capazes de criar um transporte residual quando atuam no sentido oposto ao do escoamento da pluma (Garcia et al., 2002). O que pode ser exemplificado por resultados sobre a pluma do Rio Colúmbia (EUA), onde Hickey et al. (2005) reportaram que a orientação das correntes da plataforma afetam a intensidade e o sentido de propagação dessa pluma costeira, de forma independente das diferentes condições de ventos.

Quando o raio interno de deformação de Rossby é menor que o comprimento do estuário que forma a pluma costeira, a rotação da Terra passa a ter um papel importante na estrutura de circulação da pluma (Kasai et al., 2000). O efeito da rotação sobre as plumas de grande escala ocorre devido à

força de Coriolis, pois a descarga de água doce no mar desenvolve um gradiente de pressão, e junto com a força de Coriolis, estabelece o equilíbrio geostrófico, assim a corrente formada pela pluma terá o mesmo sentido de propagação das ondas de Kelvin (Brink, 1991; Yankovsky, 2000). Como o parâmetro de Coriolis cresce com a latitude, as plumas de altas latitudes tendem a ter seus escoamentos mais restritos à costa, aumentando o seu tempo de retenção na plataforma continental (Fong e Geyer, 2002; Palma e Matano, 2012). O efeito da rotação combinado com diferentes condições de descarga tende a alterar o total de mistura da pluma, pois a rotação age de forma a conter o espalhamento radial da pluma ao defletir o seu escoamento, conforme verificado em experimentos numéricos realizados por Cole e Hetland (2016).

As marés geram intensos movimentos verticais, resultando na desestraficação da região de influência da pluma, ou inibindo a formação da pluma por efeito da enchente de maré, responsável pela intrusão de água marinha no interior do estuário (Chao, 1990; Guo e Valle-Levinson, 2007). Quando as marés possuem um fluxo líquido de momentum assimétrico, uma anomalia de pressão positiva se estabelece e gera um fluxo que tende a reduzir e alongar o bojo da pluma costeira (Chen, 2014). A maré pode suprimir o espalhamento das plumas devido à troca de quantidade de movimento entre a água salina da costa e a pluma costeira. Iwanaka e Isobe (2018) mostraram que as instabilidades de Kelvin-Helmholtz da pluma do Rio Hiji (Japão), formadas pelo cisalhamento vertical de velocidade induzido pela maré, é o mecanismo friccional responsável por esta supressão.

A ação dos ventos sobre as plumas pode ocorrer através de efeitos remotos, quando estes desenvolvem correntes no mar aberto, ou por ação local direta sobre plumas de pequena escala, a partir de mudanças de direção e intensidade dos ventos (Guo e Valle-Levinson, 2008). Ventos favoráveis à ressurgência atuam de forma a aumentar o espalhamento da pluma, enquanto ventos favoráveis à subsidência atuam de forma contrária e promovem a maior estratificação na zona costeira (Pimenta e Kirwan Jr, 2014). Este comportamento é explicado pelo vento inibir a formação de estruturas de circulação forçadas pelas anomalias de fluatibilidade, como a formação do bojo de recirculação de água da pluma (Whitney e Garvine, 2005). Rijnsburger et al. (2018) relataram que a mudança da posição da frente da pluma do Rio Reno (Holanda) é fortemente controlada pela ação dos ventos ao induzirem a mistura ao longo da coluna d'água.

A descarga fluvial representa o principal fator de controle da variabilidade da estrutura da pluma, pois a descarga está associada à flutuações sazonais de precipitação e evaporação (Milliman et al.,

2008). A área superficial das plumas possui geralmente uma relação linear direta com a intensidade da descarga, além ter uma relação direta com o campo de salinidade da pluma (Halverson e Pawlowicz, 2008). O aumento da descarga em plumas influenciadas pela rotação tende a reduzir a mistura líquida total com o ambiente salino, mas quando o efeito da rotação é desprezível ocorre uma maior mistura devido ao cisalhamento de velocidade entre os fluxos da pluma e a água marinha de maior massa específica do ambiente exterior (Cole e Hetland, 2016).

A forma da costa atua como uma restrição física à advecção horizontal e vertical da pluma, assim como a geometria dos canais dos rios que formam a pluma podem interagir com as marés e acentuar a mistura da pluma (Lai et al., 2015). Ao comparar diferentes configurações de largura dos canais combinadas com diferentes profundidades, Lee e Valle-Levinson (2013) obtiveram diferentes comportamentos para a circulação na desembocadura, de forma que para os canais mais largos e profundos, o escoamento da pluma tendeu a formar a corrente costeira a partir de um ponto mais adentro da plataforma continental.

O contraste de massa específica entre a água da pluma e o oceano determina a importância de movimentos baroclínicos, e são determinados pelo grau de mistura que a água doce sofre ao longo de sua excursão para o mar (Thyng e Hetland, 2018). Hetland (2017) argumentou que instabilidades baroclínicas só se desenvolvem quando a ação dos ventos e marés é ausente, de forma que um forte contraste de massa específica é um requisito mandatório para a manifestação das instabilidades baroclínicas observadas nos ambientes costeiros. Dentro do contexto de transporte de sedimentos para as zonas costeiras, a diferença de massa específica entre a pluma e o mar exerce um forte controle sobre o padrão de distribuição das classes de sedimentos na zona costeira (Geyer et al., 2004).

Experimentos sobre o processo de diluição que ocorre nas imediações de plumas costeiras, indicam que a mistura que ocorre já na proximidade da desembocadura dos rios responde pela mesma ordem da mistura que ocorre ao longo de toda a extensão do campo da pluma (Hetland, 2010; MacDonald et al., 2013). Assim os processos de pequena escala das plumas não se refletem apenas sobre o ambiente costeiro, também se refletem sobre os processos de plataforma e oceano profundo. Pois estes processos afetam diretamente a proporção e características do material terrígeno que chega ao oceano.

1.2 Dinâmica das plumas costeiras

Sobre o ponto de vista dinâmico, as plumas são um problema relacionado a correntes de gravidade, sendo tratadas em trabalhos pioneiros como um fluido estratificado sujeito a diferentes mecanismos e interações físicas (Ellison e Turner, 1959; Lofquist, 1960; Christodoulou, 1986). As principais forçantes que controlam a estrutura e a escala das plumas discutidas na seção anterior agem sinergicamente, desta forma a exata contribuição de cada uma delas sobre o comportamento das plumas é de geral interesse (Horner-Devine et al., 2015). A partir da análise de escala destas forçantes, as plumas podem ser classificadas, tornando possível entender como esses processos justificam o comportamento observado em diversos ambientes e diferentes condições ambientais.

Garvine (1995) introduziu o número de Kelvin (K) como a razão entre a escala característica do comprimento transversal da pluma (em relação à batimetria) e o raio interno de Rossby como dois parâmetros de classificação de plumas costeiras. O parâmetro K desta forma representa o tamanho da estrutura de anomalia de fluatibilidade criada pela pluma costeira. Os casos compreendidos por valores de $K \ll 1$ representam plumas formadas a partir de canais estreitos ou em latitudes equatoriais, onde a força de Coriolis é mínima. Já para os casos com $K \gg 1$ representam plumas com escoamento linear caracterizadas pelo balanço geostrófico. Para as plumas superficialmente advectadas, a escala da descarga, a escala do jato da pluma, as escalas de comprimento normal à costa e as propriedades geométricas do canal são responsáveis por determinar as características do escoamento e estendem a classificação empregada pelo parâmetro K (Jones et al., 2007).

Sobre o regime de escoamento, Yankovsky e Chapman (1997) caracterizaram o desenvolvimento de plumas a partir do número de Froude (Fr), definido como a razão entre as forças inerciais e as forças gravitacionais que agem sobre o fluido. A Figura 1.3 foi adaptada de Horner-Devine et al. (2015) e sumariza as condições dinâmicas necessárias para a formação dos diferentes campos das plumas costeiras. Quando o fluxo na desembocadura de um estuário têm um $Fr > 1$, o fluxo é dito supercrítico e ocorre a formação do campo próximo da pluma, caracterizado pelo espalhamento radial, sendo submetido à ação dos ventos e a ação das ondas como principais mecanismos de mistura. Após esse estágio, se a força de Coriolis for relevante, ou seja, $K < 1$, ocorrerá a formação de um bojo de água de baixa salinidade capaz de circular por vários dias. Após recircular no bojo, a água pode se propagar ao longo da linha de costa, formando uma corrente costeira que se propaga no sentido das ondas de Kelvin, formando o campo distante da pluma, onde a mistura se deve principalmente a ação

dos ventos, das ondas e da fricção com o fundo (Fong e Geyer, 2002). Essa sequência é ilustrada pelo fluxograma em azul claro da Figura 1.3 (caminho A).

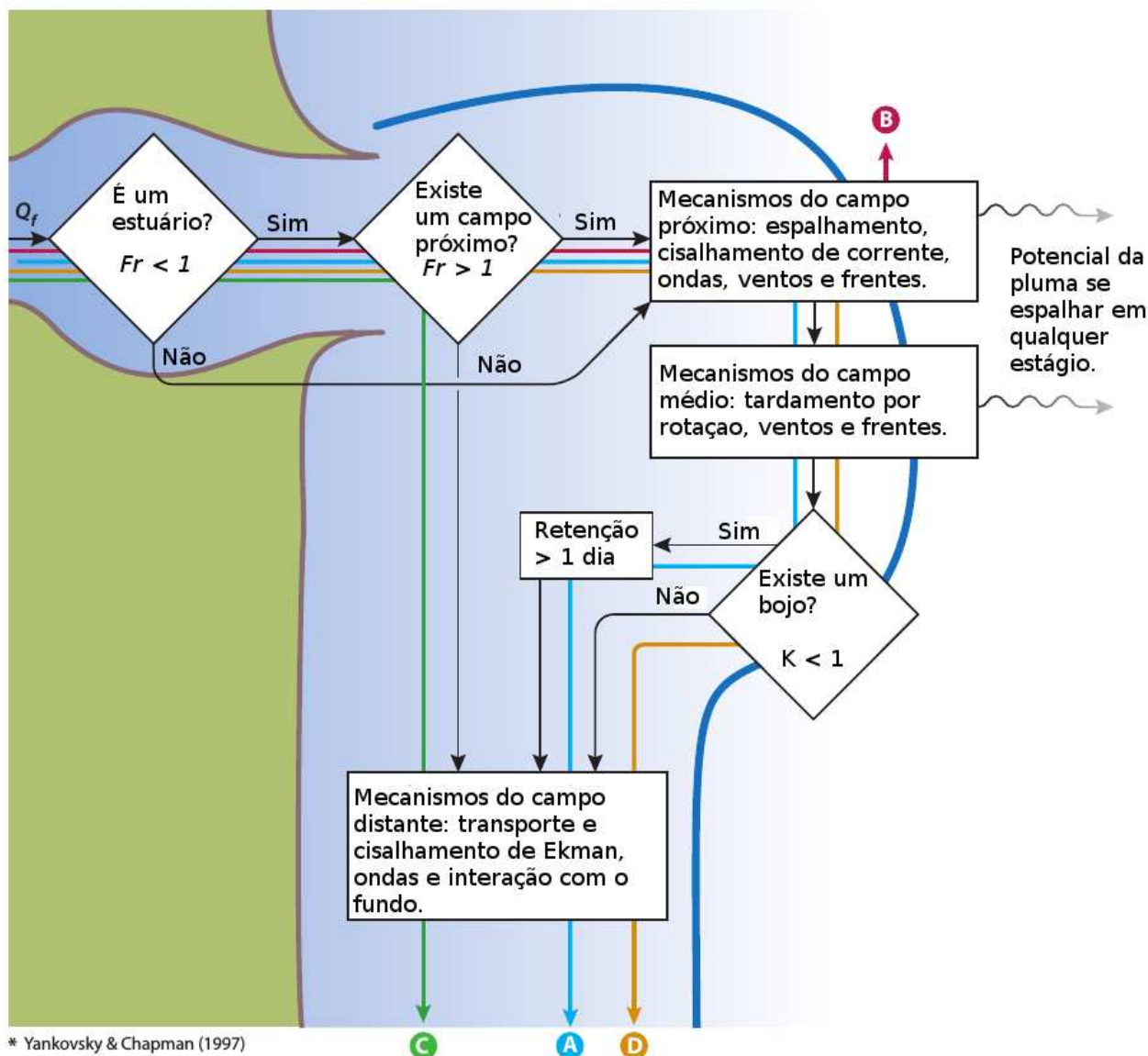


Figura 1.3: Possíveis estágios de formação de uma pluma costeira, adaptado de (Horner-Devine et al., 2015). A figura esquematiza quatro estágios (a-d) condicionados por propriedades do fluxo e processos costeiros. A linha azul ilustra a borda de uma pluma se propagando no sentido das ondas de Kelvin no hemisfério norte.

Dependendo da escala da descarga fluvial, a mistura e o entranhamento no bojo da pluma pode ser suficiente para inibir os estágios seguintes (caminho B - magenta). Caso o escoamento na desembocadura seja subcrítico ($Fr < 1$), a pluma tem seu espalhamento restringido, e apenas o estágio da corrente costeira se desenvolve (campo distante, conforme o caminho C - verde). A partir do estágio do bojo, se ocorrer $K > 1$ o tempo de recirculação no bojo será curto e o transporte da corrente costeira será intensificado (caminho D - amarelo) (Fong e Geyer, 2002).

Esses estágios representam um comportamento estacionário, sendo que as plumas apresentam

uma grande variabilidade e certos estágios são ambíguos de serem identificados em observações diretas. Por exemplo, certos estudos reportam um transporte residual no sentido contrário ao das ondas de Kelvin em cenários de ausência de vento e de correntes externas. Matano e Palma (2010) demonstraram que esse transporte está associado ao gradiente baroclínico criado pela descarga para ambos os lados, mas o transporte gerado pelo gradiente barotrópico tende a mascarar a contribuição baroclínica. Wu et al. (2011) estudando a pluma do Rio Changjiang (China) também descreveram uma contribuição baroclínica significativa sobre o comportamento da circulação dessa pluma costeira. A sobreposição de plumas costeiras também é um fenômeno comum, podendo reduzir o espalhamento e a mistura das plumas de pequena escala, quando incorporadas pelo fluxo de outras plumas formadas por descargas superiores (Mendes et al., 2016).

A excursão das plumas costeiras a partir da sua fonte para o mar é caracterizada por um espalhamento radial. O espalhamento radial da pluma acelera o escoamento e aumenta o seu valor de Fr , agindo contra a tendência da mistura e de redução da anomalia na campo de massa específica (Hetland e MacDonald, 2008). O efeito da descarga sobre o espalhamento foi descrito por Wright e Coleman (1971), estimando o espalhamento radial das plumas costeiras como sendo duas vezes a velocidade de propagação das ondas internas.

A Figura 1.4 esquematiza a diferença de espessura vertical ao longo do comprimento de uma pluma costeira, quando ocorre seu espalhamento radial e quando esse processo é ausente. O espalhamento radial das plumas afeta a forma como a pluma se mistura com o água do mar, e assim uma mesma pluma pode apresentar diferentes perfis de massa específica ao longo do seu campo para os casos em que ocorra ou não o espalhamento radial, isto devido à alterações na taxa de dissipação de energia cinética turbulenta (Jurisa et al., 2016). Yuan e Horner-Devine (2013) mostraram através de experimentos físicos como a propagação de uma pluma canalizada (sem espalhamento radial) difere de uma pluma livre (com espalhamento radial). A principal diferença se dá pelo comprimento vertical da pluma ao longo do seu deslocamento, quando a pluma é livre para se espalhar radialmente sua espessura se torna menor já na sua fonte, por que o espalhamento radial aumenta a área subsuperficial da pluma, aumentando a taxa de mistura e de entranhamento da pluma com o ambiente externo, o que resulta na redução da sua espessura vertical.

Em experimentos numéricos, observa-se que a taxa de espalhamento varia ao longo do campo das plumas, sendo maior na desembocadura do estuário, onde a profundidade é menor, de forma que

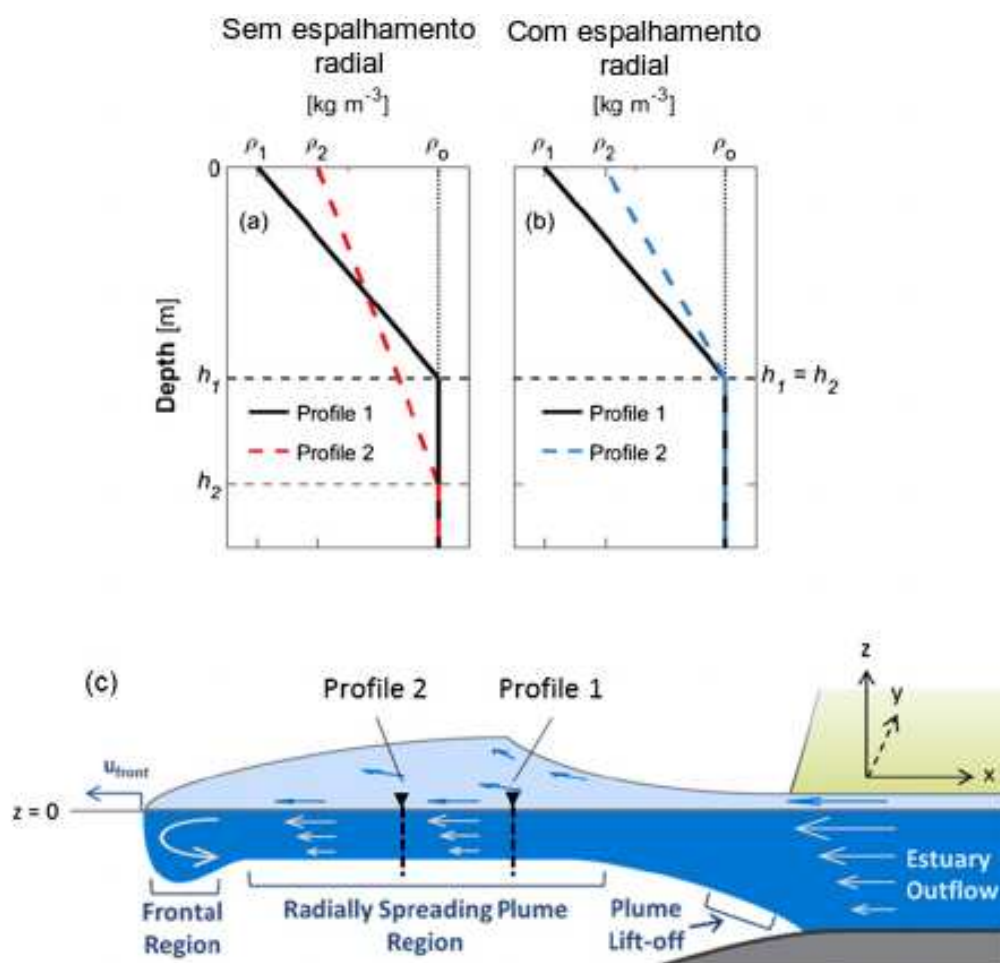


Figura 1.4: Ilustração adaptada de (Jurisa et al., 2016) exemplificando o papel do espalhamento radial das plumas sobre a estratificação. O painel inferior exibe o comportamento do escoamento da pluma ao não penetrar no mar. Na saída do estuário a pluma perde o contato com o fundo e se espalha superficialmente. Após esse ponto seguem a zona de espalhamento da pluma e em seguida a zona frontal. O painel superior exibe dois perfis de densidade para diferentes regiões da pluma com e sem espalhamento radial. O perfil mais externo exibe uma pycnoclina mais rasa para o caso em que o espalhamento radial ocorre, o que é mostrado pela marcação das profundidades h_1 e h_2 nos dois perfis.

se reduz conforme avança para as maiores profundidades (Spydell et al., 2015). A forma como o espalhamento radial das plumas costeiras ocorre é importante pois determina o impacto do material terrígeno transportado por ela, principalmente em relação ao tempo de residência desse material na plataforma continental, e por fim, o alcance desse material além da zona costeira (McCabe et al., 2009).

1.3 Lagunas costeiras estranguladas e consequências dos seus padrões de circulação

Lagunas costeiras são corpos de água separados do ambiente marinho por ilhas barreiras ou recifes, possuindo diversos graus de conectividade com o oceano exterior (Kjerfve, 1986). Esses sistemas representam reservatórios de água importantes para diversos fins, como atividades de irrigação, abastecimento urbano e navegação. Devido ao vínculo existente entre os processos de abastecimento e circulação com processos de natureza climática, as lagunas costeiras estão sujeitas a serem impactadas pelas mudanças do clima devido à ação antropogênica (Brito et al., 2012). Os impactos provocados pelas mudanças climáticas são traduzidos por mudanças nos valores de salinidade, aporte de nutrientes e elevação do nível do mar, que repercutem sobre as comunidades biológicas, processos de eutrofização e sobre as taxas de erosão (Angus, 2016). Entretanto, características dos padrões de circulação dos ambientes lagunares também são responsáveis por potencializar impactos antrópicos relacionados a introdução de poluentes (Grifoll et al., 2013).

A variabilidade dos aportes de água dos rios e os fluxos de água do mar no interior das lagunas, regulados por processos locais e não locais, são responsáveis pelas heterogeneidades dos parâmetros biogeoquímicos (Ferrarin et al., 2014a). Essa heterogeneidade está ligada à contrastes da escala temporal de circulação ao longo das diferentes áreas do corpo lagunar, o que pode ser caracterizada pelo tempo de residência. O tempo de residência é a escala de tempo necessária para que se ocorra a completa renovação da água de um compartimento do corpo hídrico (Takeoka, 1984). O tempo de residência usualmente exhibe valores distintos ao longo de determinado sistema, permitindo identificar zonas com valores de tempo de residência mais elevados como zonas mais suscetíveis à contaminação por poluentes (Ferrarin et al., 2010; Patgaonkar et al., 2012). O tempo de residência também é um fator determinante para a distribuição de organismos cujo estágios de desenvolvimento são dependentes dos padrões de circulação das lagunas costeiras (Oliveira et al., 2006a; Kim et al., 2010).

Existem diversas definições para o tempo de residência, sujeitas a restrições de aplicabilidade em função dos processos de circulação de interesse e em função do tipo de ambiente estudado (Monsen et al., 2002). Para que estimativas do tempo de residência sejam válidas para se identificar regiões com maior grau de estagnação de água, as estimativas devem ser obtidas de forma regionalizada, ou seja, a estimativa deve contemplar cada unidade de área da região avaliada (Rueda et al., 2006; Arega

et al., 2008). Além da variabilidade espacial, oscilações no regime de circulação e mudanças geomorfológicas das lagoas costeiras resultam também em variabilidade temporal da distribuição do tempo de residência (Oliveira et al., 2006b; Cucco e Umgiesser, 2006). De fato, um mesmo corpo lagunar pode exibir mudanças intensas na distribuição do tempo de residência em virtude da variabilidade sazonal, associadas à precipitação e à mudanças oceanográficas no oceano exterior (Safak et al., 2015; Oliveira et al., 2006b).

Informações sobre o tempo de residência e sobre as dimensões dos corpos lagunares permitem estender critérios de classificação do comportamento desses sistemas (Ghezzi et al., 2015). A Figura 1.5 foi adaptada do trabalho de Umgiesser et al. (2014), ela apresenta resultados de estimativas do tempo de residência para dez lagoas do Mar Mediterrâneo. Existe uma relação linear entre o grau de conectividade com o oceano aberto, com os valores de tempo de residência e percentual da taxa de renovação do volume de água das lagoas costeiras. Lagoas estranguladas se conectam com o mar exterior por um canal estreito, resultando em tempos de residência da escala de anos e taxas de renovação diária menor do que 1 %. No outro extremo, as lagoas vazadas apresentam tempos de residência da escala de dias e taxas de renovação diária em torno de 80 %. Um terceiro parâmetro mostrado pela Figura 1.5 é a eficiência de mistura, que é a razão entre o tempo de residência e o tempo de descarga (Thackston et al., 1987). Quando o valor da eficiência de mistura se aproxima da unidade, indica um baixo grau de eficiência de renovação do reservatório, enquanto valores próximos de zero indicam uma alta eficiência. Assim pode ser observado nos resultados de Umgiesser et al. (2014) que diferentes tipos de lagoas podem apresentar diferentes graus de eficiência de mistura de seus reservatórios, ilustrando como o tempo de residência estende a caracterização das lagoas costeiras.

Lagoas costeiras estranguladas geralmente apresentam tempos de residência com valores de uma a duas ordens de grandeza superior às lagoas vazadas em função de condições mais restritas de circulação. Correntes de maré nesses ambientes são pouco efetivas em proporcionar a recirculação no interior da laguna, devido à atenuação significativa que a maré sofre ao longo do estreito canal que conecta a lagoa com o mar exterior. Dessa forma a descarga dos rios interiores da lagoa são o principal mecanismo que controla os fluxos ao longo do corpo lagunar (Albrecht e Vennell, 2007). Dessa maneira lagoas estranguladas são ambientes mais propícios a passarem por enriquecimento de nutrientes, matéria orgânica e poluentes, intensificando processos de reações com o sedimento e organismos bentônicos (Roselli et al., 2009; Spagnoli et al., 2002). Em ambientes de micro-maré

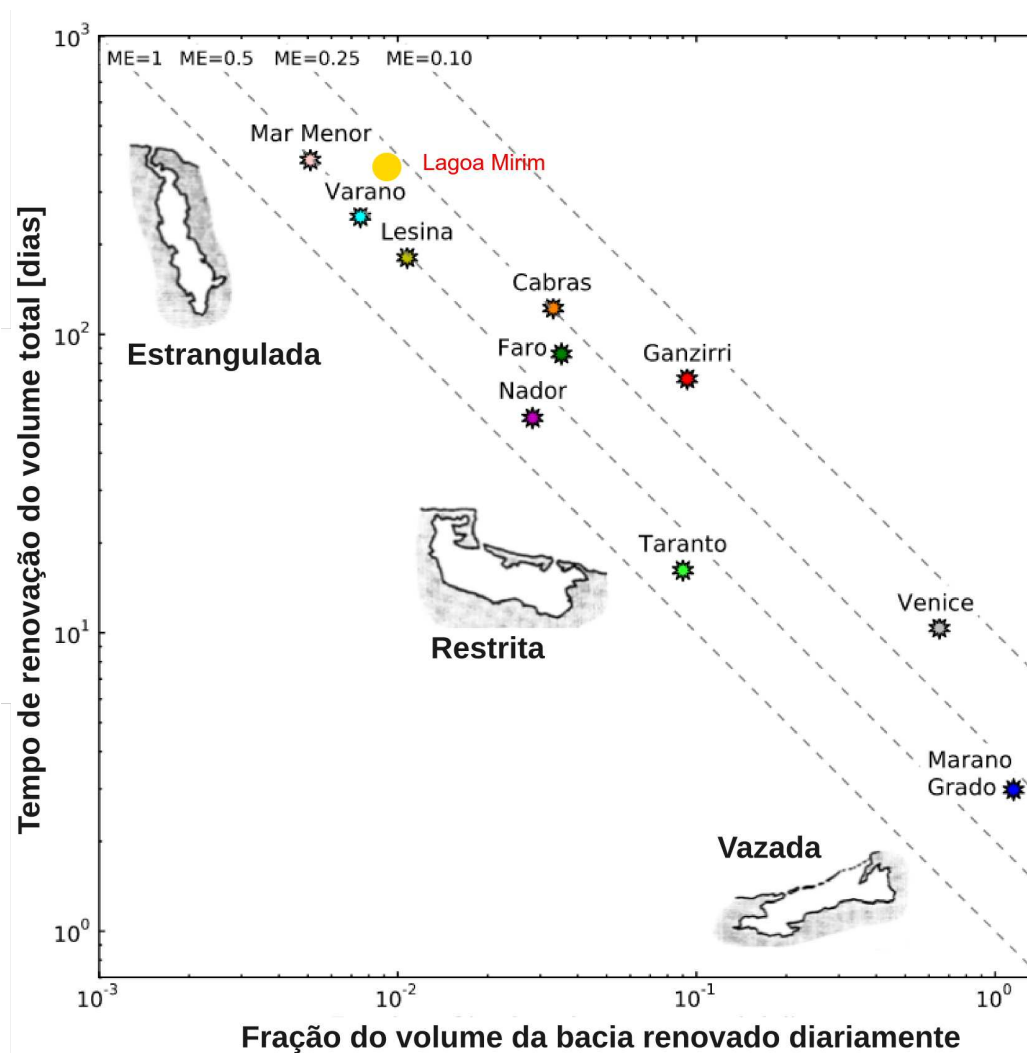


Figura 1.5: Distribuição para as estimativas do tempo de residência e do volume diário renovado para dez lagoas costeiras. Sobreposto aos valores, são representados três tipos de lagoas costeiras com diferentes graus de conexão com o oceano aberto, desde lagoas restritas á lagoas vazadas. As linhas tracejadas representam valores de eficiência de mistura (ME), isto é, a razão entre o tempo de residência e o tempo de descarga. Adaptada de Umgiesser et al. (2014), onde foi incluída a Lagoa Mirim (círculo amarelo) a partir dos resultados dessa dissertação.

esses processos são ainda mais proeminentes, formando gradientes intensos de tempo de residência entre a região interior até a desembocadura da laguna estrangulada (Ferrarin et al., 2014b). Onde a posição desses gradientes são fortemente correlacionados com a distribuição de sedimentos devido à influência do tempo de residência em atividades biológicas e sobre os parâmetros químicos da água Knoppers et al. (1991); Nichols e Boon (1994); Rodríguez-Gallego et al. (2017).

A variabilidade do tempo de residência das lagoas estranguladas é controlada por oscilações da descarga fluvial e da ação dos ventos. Mudanças na magnitude da descarga dos rios podem alterar abruptamente o valor do tempo de residência, pois promovem correntes mais intensas no interior da laguna (Dumas et al., 2009). Além da quantidade de tributários e a magnitude da descarga dos rios, a

distribuição dos rios no interior da laguna são responsáveis por definir o padrão de circulação residual (Huang e Spaulding, 2002; Canu et al., 2012). Quando a maré e a o vento possuem pouca influência sobre o sistema, o padrão de transporte da laguna passa a ter um comportamento característico de um rio (Wan et al., 2013). A ação do vento na região interior das lagunas ocorre através de gradientes de sobrelevação superficial da água (Csanady, 1973). Ao realizar estimativas para o tempo de residência para diversas lagunas adjacentes ao Oceano Atlântico Norte, Safak et al. (2015) apresentam resultados onde a ação do vento é significativa próximo da desembocadura das lagunas costeiras. Entretanto, o padrão de distribuição do tempo de residência é uma resposta á ação sinérgica de diversas forçantes (Tartinville et al., 1997; Meyers et al., 2007; Meyers e Luther, 2008). Assim como os fatores geológicos associados à topografia e forma da laguna também afetam os padrões de escala de transporte nos ambientes lagunares (Kämpf e Ellis, 2014).

Sumarizando, lagunas estranguladas são ambientes cuja comunicação restrita com o mar acarreta longos tempos de renovação da água de seus reservatórios (Sámano et al., 2012). Tornando esses ambientes sujeitos a elevados tempos de residência, favorecendo agravamentos de impactos causados por processos de eutrofização e por poluentes antrópicos (Rodríguez-Gallego et al., 2017). Como esses ambientes são sujeitos a grandes variabilidades espaciais e temporais, a caracterização do tempo de residência das lagunas costeiras é fundamental para avaliar outros processos vinculados à qualidade das suas águas (Ferrarin et al., 2010; Fiandrino et al., 2017).

1.4 Áreas de Estudo

1.4.1 Lagoa Mirim

A Lagoa Mirim é uma laguna estrangulada cuja conexão com o oceano aberto ocorre de forma indireta, através da sua conexão com a Lagoa dos Patos. A Lagoa Mirim possui uma extensão de aproximadamente 180 km, e uma profundidade média de 5 m, possuindo uma extensa planície de inundação. Ela se conecta à Lagoa dos Patos através do Canal de São Gonçalo, sendo que durante períodos de alagamento a Lagoa Mirim pode eventualmente se conectar à Lagoa Mangueira, de forma que essas três lagunas formam o maior complexo lagunar da América do Sul (Kjerfve, 1986). Quando comparada com a Lagoa dos Patos, a Lagoa Mirim é uma sistema pouco estudado mas que representa um importante recurso hídrico para cidades Brasileiras e Uruguaias, onde ambos os países possuem

metade do área dessa laguna como território.

A Figura 1.6 apresenta área de estudo da Lagoa Mirim considerada neste trabalho, que inclui informações batimétricas e a topografia da planície de inundação tanto da laguna, quanto no entorno do Canal de São Sebastião. A Lagoa Mirim tem como principais tributários o Rio Cebollati na porção mais ao sul, o Rio Jaguarão e o Rio Tacuari ambos na porção central da laguna. A linha de costa da Lagoa Mirim possui uma série de pequenos embaixamentos, além de esporões arenosos que representam proeminentes constrições ao longo do corpo lagunar. O setor norte, mais próximo da entrada do Canal de São Gonçalo possui uma profundidade média de 3 m, sendo a parte mais rasa e larga da laguna. Enquanto o setor sul possui uma profundidade média de 8 m, com uma largura relativamente mais estreita comparada com o setor norte.

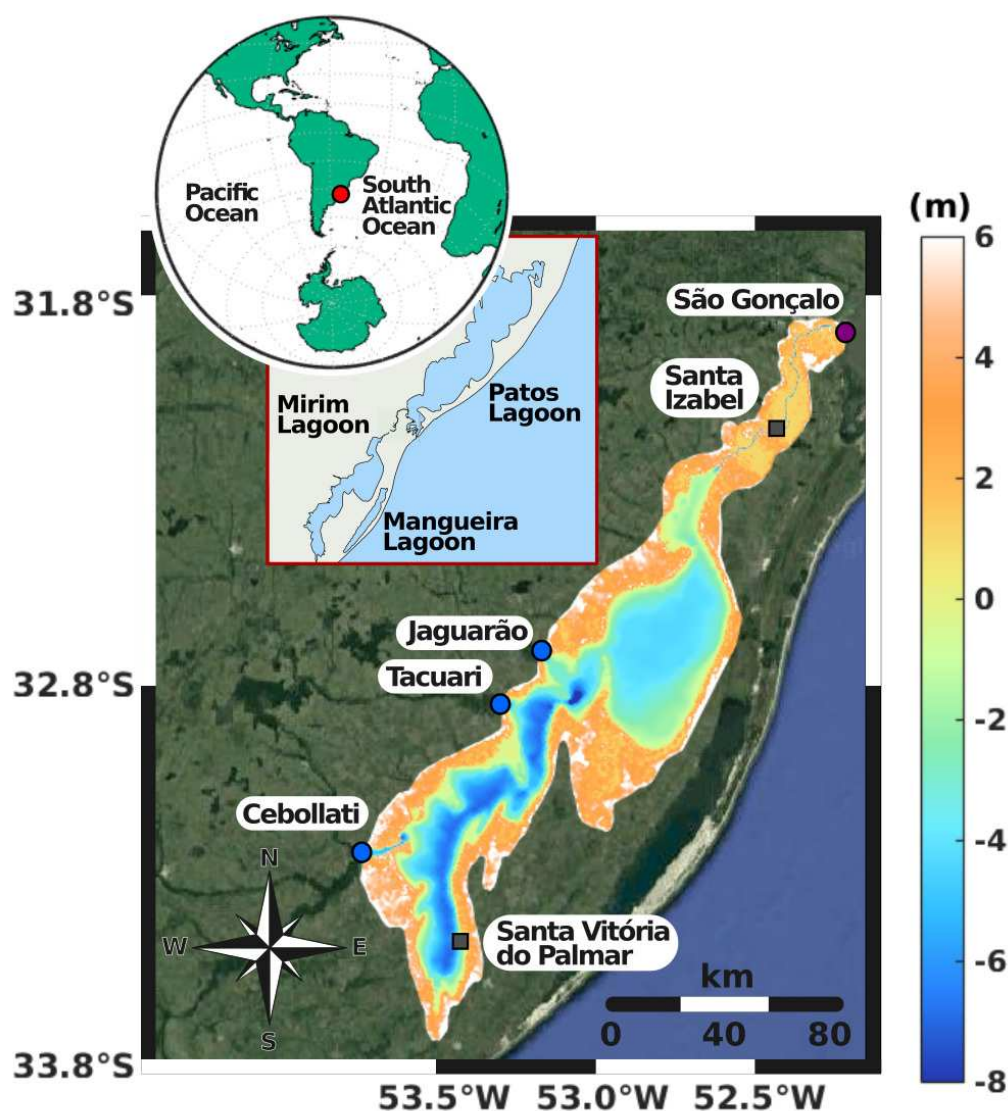


Figura 1.6: Área de estudo da Lagoa Mirim incluindo o Canal de São Gonçalo e a planície de inundação. Os valores negativos da escala de cor representam a batimetria, enquanto os valores positivos representam a planície de inundação.

A influência marinha na Lagoa Mirim é desprezível, principalmente após a construção de uma comporta na saída do Canal de São Gonçalo que inibe intrusões salinas no canal (Hirata et al., 2010). A influência da passagem de sistemas frontais é associada a ventos intensos de quadrante sudeste e sudoeste, principalmente durante o inverno (Stech e Lorenzzetti, 1992). A região ainda é afetada por modos de variabilidade climática, como o El Niño/La Niña, que alteram os padrões de precipitação e consequentemente a descarga dos rios (Grimm e Saboia, 2015). Observações de curvas de nível da Lagoa Mirim mostram ciclos de oscilações de seis a oito anos, e um ciclo sazonal caracterizado por anomalias de nível negativas durante verão e anomalias positivas ocorrendo durante o inverno (Mechoso e Iribarren, 1992; Hirata et al., 2010).

Publicações de observações hidrográficas da Lagoa Mirim são ausentes, sendo que simulações hidrodinâmicas representam as poucas estimativas existentes sobre a circulação desse ambiente. Costi et al. (2018) apresentam resultados de um estudo numérico da Lagoa Mirim incluindo a planície de alagamento e o Canal de São Gonçalo, sendo validados por dados de estações de nível e por imagens de sensoriamento remoto para averiguar se as zonas de alagamento são reproduzidas pelas simulações. Os resultados das suas simulações mostram que a descarga dos rios combinada com as correntes geradas pelo vento são os principais mecanismos de variabilidade das correntes e elevações de nível para a região.

1.4.2 Região da Pluma da Lagoa dos Patos

A área de estudo deste trabalho se estende entre 30 e 33 °S e 49 e 52 °W, abrangendo o ambiente da Plataforma Continental Sul do Brasil (PCSB) e da Lagoa dos Patos. A PCSB se caracteriza por ser uma plataforma larga, entre 130 km e 180 km ao longo da sua extensão, do Cabo de Santa Marta até o Arroio Chuí (Castro e Miranda, 1998). A PCSB recebe contribuições da água da Pluma do Rio da Prata em sua porção interna, e do oceano recebe contribuições das massas d'água da Corrente do Brasil (CB) a partir da fronteira norte, e das massas d'água da Corrente das Malvinas (CM) a partir da fronteira sul. A intrusão das águas do Rio da Prata na PCSB ocorre ao longo de todo o ano mas se reduz durante o verão em função dos ventos de nordeste, sendo intensificada durante o inverno (Matano et al., 2014). A circulação na PCSB é predominantemente paralela à costa e responde principalmente devido à ação dos ventos, onde a passagem de frentes frias, intensificadas no inverno, aumentam o transporte transversal à costa (Stech e Lorenzzetti, 1992; Zavialov et al., 2002).

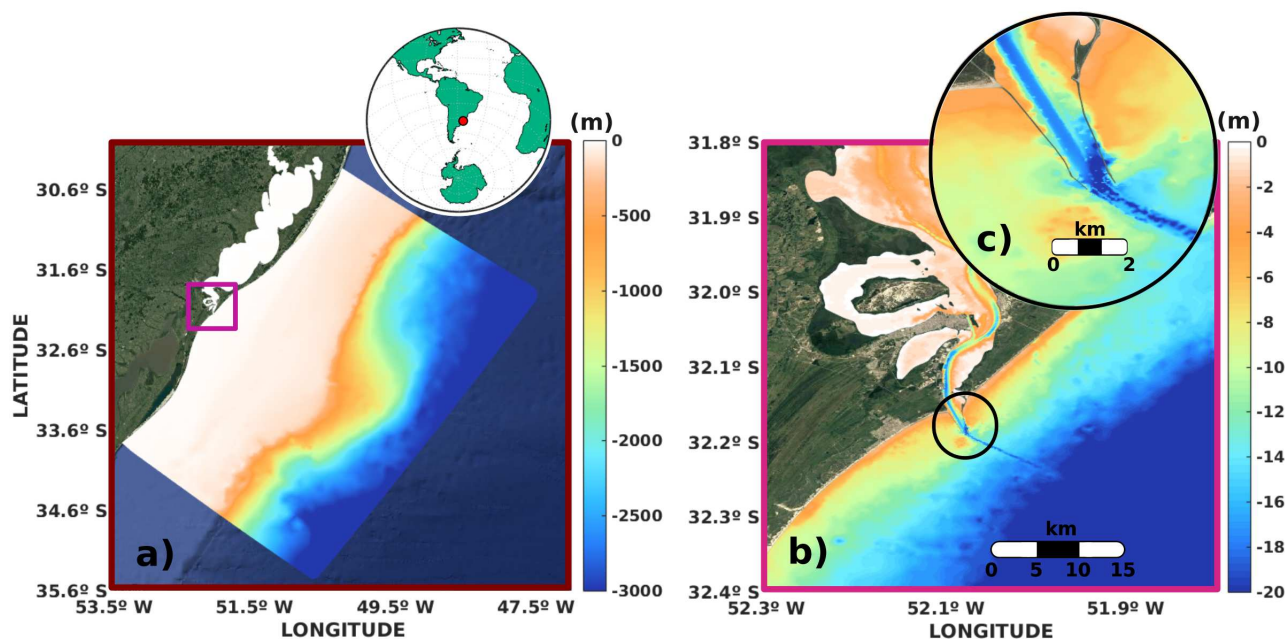


Figura 1.7: Área de estudo. O quadro a) exibe a localização da Lagoa dos Patos e sua desembocadura na plataforma continental do sul do Brasil. O quadro b) exibe os detalhes do estuário e da região costeira da desembocadura da Lagoa dos Patos, enquanto o quadro c) exibe detalhes dos molhes e do canal de entrada do estuário.

O sistema estuarino-lagunar da Lagoa dos Patos possui uma área de drenagem de 200.000 km^2 , com os principais rios sendo o Jacuí, Taquari e Camaquã e os tributários da Lagoa Mirim, através do Canal de São Gonçalo (Odebrecht et al., 2010). Sua conexão com o ambiente da plataforma ocorre através dos Molhes da Barra de Rio Grande, com cerca de 4 km de comprimento e uma desembocadura de 600 m de largura e forma afunilada. A variabilidade de sua vazão causa oscilações de salinidade e temperatura que alteram sazonalmente a estratificação na plataforma interna (Soares et al., 2001). A região se caracteriza como micromareal, sofrendo ainda uma atenuação devida à morfologia do canal do estuário (Möller et al., 2001). Oscilações do corpo de água da lagoa ocorrem principalmente em função da atuação do vento (Möller et al., 2007).

Levantamentos realizados por sensores *Light Detection And Ranging* (LiDAR) e coleta de dados hidrográficos caracterizaram quatro regiões distintas para a pluma da Lagoa dos Patos (Zavialov et al., 2018). A região mais interna ao estuário não apresenta estratificação, possuindo uma salinidade próxima de zero. A região de núcleo da pluma apresenta um início de estratificação na camada de fundo, e a região posterior a ela, descrita como pluma interna tem uma espessura vertical de baixa salinidade reduzida e um aumento na salinidade basal. Por fim, a região descrita como pluma externa apresenta uma camada superficial uniforme em termos de salinidade.

No ambiente da PCSB, a pluma da Lagoa dos Patos é a segunda principal assinatura de gradientes

associados à valores de baixa salinidade (Burrage et al., 2008). Através de simulações numéricas Marques et al. (2009) estudaram a influência de diferentes forçantes sobre a circulação da pluma, indicando que o vento é o principal mecanismo que favorece o transporte, restringindo o seu espalhamento, ou promovendo o aumento da estratificação. Os cálculos da anomalia de energia potencial mostraram que a variabilidade da estratificação é controlada por diversos agentes, tanto pela descarga fluvial, regime de ventos e correntes costeiras (Marques et al., 2010a). A inclusão do efeito das ondas também se mostrou significativa, alterando o seu padrão de mistura e dispersão (Kirinus et al., 2012). Marques et al. (2010b) investigaram o transporte e deposição de material em suspensão entregue pela pluma na plataforma continental interna, indicando que o padrão de deposição de sedimentos é influenciado pela pluma. Segundo estes autores, a deposição de sedimentos na porção sul da pluma foi relacionado à presença de um vórtice ciclônico ao largo do setor sul costeiro. Na região das adjacências, a deposição de sedimentos mostra-se estar sendo modulada pela ação combinada do vento e das correntes costeiras.

1.5 Objetivos

O objetivo dessa dissertação é avaliar padrões de circulação e transporte sobre o ponto de vista Lagrangeano dos ambientes da Lagoa Mirim e da região da PCSB influenciada pela Pluma da Lagoa dos Patos. Especificamente para a Lagoa Mirim, o interesse reside sobre a escala de tempo de renovação do volume desse reservatório, enquanto para a Pluma da Lagoa dos Patos, avaliar o espalhamento radial da pluma durante sua excursão na plataforma interna. Cujas importância e justificativa desses objetivos residem sobre aspectos operacionais para o campo da oceanografia costeira e estuarina. Assim as subseções seguintes apresentam os objetivos específicos para esses dois tópicos, com os resultados sendo apresentados na forma dos artigos nos Capítulos 4 e 5.

1.5.1 Artigo da Lagoa Mirim

Os objetivos específicos do estudo da Lagoa Mirim, que integra o artigo do Capítulo 4 dessa dissertação são:

1. Estimar o tempo de residência de forma regionalizada na Lagoa Mirim;
2. Caracterizar a variabilidade espacial e temporal do tempo de residência;

3. Identificar setores mais suscetíveis a serem impactados por poluentes.

1.5.2 Artigo da Pluma da Lagoa dos Patos

Os objetivos específicos do estudo da Pluma da Lagoa dos Patos, que integra o artigo do Capítulo 5 dessa dissertação são:

1. Estimar o espalhamento radial em diferentes condições de vazão;
2. Caracterizar o espalhamento radial da pluma durante dois experimentos numéricos;
3. Caracterizar a variabilidade do espalhamento radial da pluma.

1.6 Estrutura da Dissertação

Esta dissertação é estruturada da seguinte forma: o Capítulo 2 descreve os materiais e métodos usados no desenvolvimento desse trabalho para obtenção de seus resultados. O Capítulo 3 trata da calibração e validação das simulações hidrodinâmicas. Os capítulos 4 e 5 são apresentados na forma de artigo, e apresentam os resultados para os objetivos citados na seção anterior. Finalmente o Capítulo 6 apresenta as conclusões gerais e as sugestões para trabalhos futuros.

Material e Métodos

CAPÍTULO 2

Material e Métodos

Neste Capítulo é apresentada os materiais e métodos usados na elaboração desta dissertação e seus artigos. As seções de metodologias de cada um dos artigos já possuem uma descrição própria, de forma que esta seção se aprofunda nos detalhes comum a ambos. A seção 2.1 apresenta as características do modelo hidrodinâmico e seus parâmetros, com maior detalhe para especificidades que diferem das abordagens usadas em trabalhos anteriores. A seção 2.2 apresenta o procedimento de criação da malha computacional, referente ao seu refino e as informações batimétricas utilizadas. A seção 2.3 apresenta as condições de contorno e iniciais utilizadas para os cenários de simulação empregados para validação e estudos de caso. A seção 2.4 descreve o módulo Lagrangeano usado para obter informações da trajetória de derivadores inertes incluídos nas simulações. A seção 2.5 descreve os experimentos numéricos empregados como estudos de casos e suas particularidades. A seção 2.6 descreve os parâmetros de escala da pluma usados para discriminar as diferenças de estrutura da média entre os estudos de caso. A seção 2.7 descreve o cálculo da taxa de espalhamento da pluma a partir das informações de trajetória dos derivadores. E por fim, a seção 2.8 descreve as definições de tempo de residência aplicadas à Lagoa Mirim.

2.1 Módulos Hidrodinâmicos

2.1.1 TELEMAC-3D

O modelo numérico hidrodinâmico TELEMAC-3D, empregado no estudo de caso da Pluma da Lagoa dos Patos, pertence ao sistema TELEMAC-MASCARET (www.opentelemac.org). Este é um modelo tridimensional de elementos finitos e coordenadas sigma que resolve as equações de Navier-Stokes considerando variações locais na superfície livre da água. Este modelo foi usado em diversos contextos regionais da área de estudo desta dissertação, tendo sido amplamente calibrado e validado em vários estudos de circulação (Marques et al., 2009, 2010a,b, 2017). A calibração empregada neste trabalho segue especificações já usadas em trabalhos antecedentes.

Entretanto, a totalidade de estudos realizados no estuário e pluma da Lagoa dos Patos empregaram modelos considerando a aproximação hidrostática. Mas ambientes com intenso contraste de massa específica devem ser estudados preferencialmente usando um modelo hidrodinâmico não-hidrostático. Assim, neste trabalho a pluma da Lagoa dos Patos é estudada usando o módulo não-hidrostático do modelo TELEMAC-3D. Uma breve diferença entre os módulos hidrostático e não hidrostático é apresentada a seguir.

A Figura 3.1 foi adaptada de Marshall et al. (1997) e esquematiza a relevância da consideração dos processos não-hidrostáticos em diferentes escalas de circulação oceânica. Processos com escalas entre 1.000 - 10.000 km, como a circulação meridional e os giros oceânicos, podem ser estudados usando modelos hidrostáticos, pois a escala dos movimentos verticais é muito menor quando comparada a escala dos movimentos horizontais. No caso dos processos com escalas entre 10 - 100 km, como exemplificado por vórtices oceânicos, os processos de mistura vertical ganham relevância, requerendo ao menos o uso de um modelo quasi-hidrostático. Para as escalas menores que 1 km, o uso de modelos que reproduzam processos não-hidrostáticos se torna mandatório. O Capítulo 3 desta dissertação fornecerá maiores detalhes sobre as diferenças entre o emprego do módulo hidrostático e não-hidrostático do TELEMAC-3D na região estuarina da Lagoa dos Patos. Nesta seção serão apresentada as principais especificidades desses módulos.

O TELEMAC-3D obtém os campos de velocidade através da resolução do seguinte conjunto de

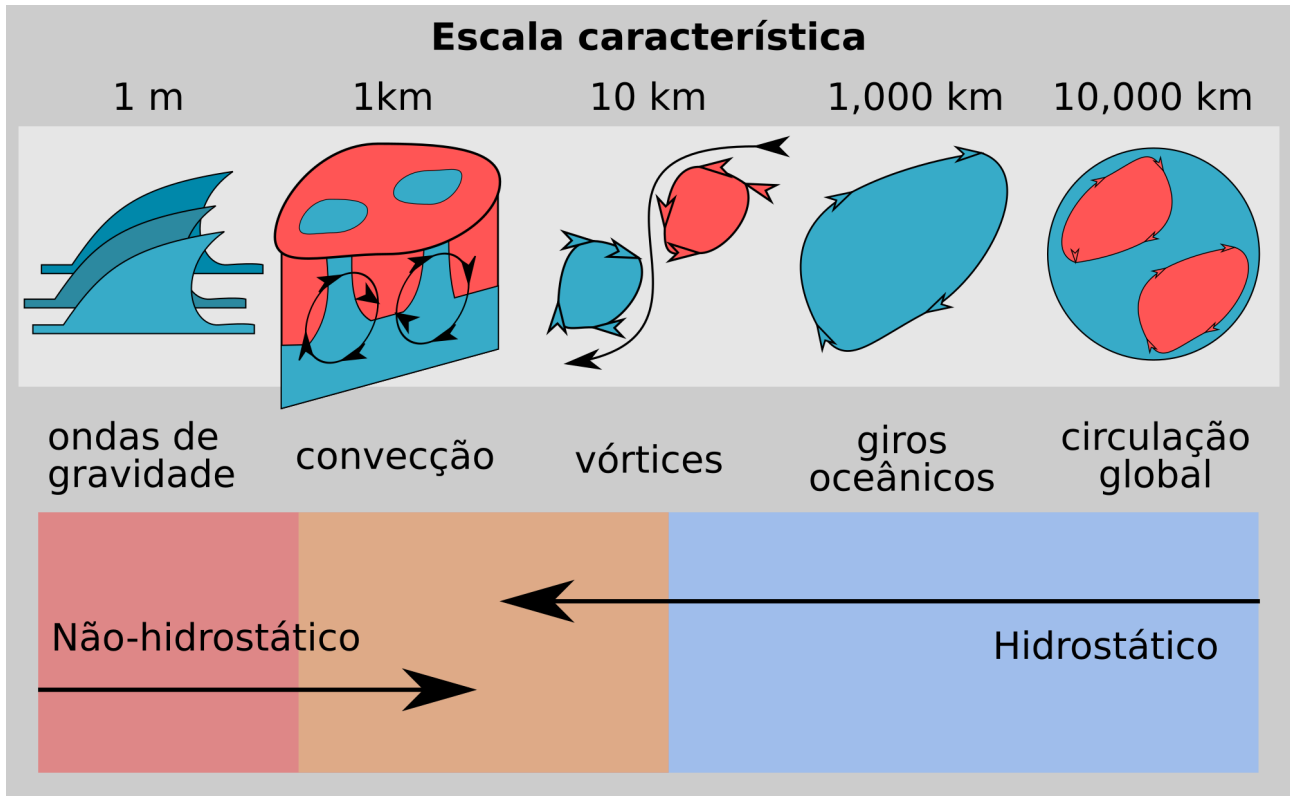


Figura 2.1: A importância dos processos não-hidrostáticos para diversos processos de circulação oceânicos. Nos processos oceânicos de grande escala os processos não-hidrostáticos são pouco relevantes, conforme a escala do processo se aproxima da pequena escala, os processos não-hidrostáticos passam a ganhar importância (Figura adaptada de Marshall et al. (1997)).

equações hidrodinâmicas usadas pelo módulo não-hidrostático:

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (2.1a)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \nabla^2 (U) + F_x \quad (2.1b)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \nabla^2 (V) + F_y \quad (2.1c)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + U \frac{\partial W}{\partial x} + V \frac{\partial W}{\partial y} + W \frac{\partial W}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + \nu \nabla^2 (W) + F_z \quad (2.1d)$$

A Equação 2.1a é a equação da continuidade, as equações 2.1b, 2.1c e 2.1d são as equações da quantidade de movimento ao longo das coordenadas x, y e z respectivamente. As variáveis U , V e W são as componentes do vetor velocidade ao longo dos seus respectivos eixos. A variável p é a pressão em cada ponto do domínio. A constante ν refere-se ao coeficiente de viscosidade dinâmica. Os termos F_x , F_y e F_z são termos fontes que incluem a força de Coriolis, o arrasto do vento e a fricção de fundo. Enquanto o símbolo ∇^2 denota o operador Laplaciano.

No caso do módulo hidrostático, a equação 2.1d mantém apenas os termos de pressão e da gravidade. O módulo não-hidrostático conserva os principais passos do módulo hidrostático, com a única diferença ocorrendo durante o passo de continuidade. No passo de projeção, a equação da pressão é dividida em duas componentes, a pressão hidrostática e a pressão dinâmica, conforme a seguinte equação:

$$P = P_{atm} + \rho_o g (Z_S - z) + \rho_o g \int_z^{Z_s} \frac{\Delta \rho}{\rho_o} dz \quad (2.2)$$

Onde, Z_s refere-se à elevação da superfície livre e z a profundidade local. P_{atm} refere-se à pressão atmosférica, assim os dois últimos termos do lado direito da equação somados são a pressão dinâmica. O segundo termo do lado direito refere-se a componente hidrostática da pressão, enquanto o terceiro termo representa a componente baroclínica. O gradiente de pressão dinâmica é responsável por mudar o campo de velocidade em ordem de satisfazer a condição de divergente nulo, imposta pela equação da continuidade. Consequentemente o perfil de velocidade vertical resulta em um campo mais suave ao longo de intensos gradientes de massa específica. Maiores detalhes do modelo e os seus esquemas de soluções das equações hidrodinâmicas podem ser consultadas em Hervouet (2007).

A turbulência foi parametrizada pelo modelo $\kappa - \epsilon$ de equações diferenciais. Este modelo descreve a turbulência a partir de equações de transporte para a energia cinética turbulenta (κ) e a dissipação turbulenta (ϵ). O modelo assume que a razão entre o atrito de Reynolds e a taxa de deformação são iguais em todas as direções, fato que resulta em uma viscosidade turbulenta isotrópica. Desta forma o modelo apresenta limitações em casos em que a taxa de deformação é muito alta, como no caso de vórtices criados por obstáculos no fluido. Entretanto o modelo de turbulência representa uma melhor solução do que os modelos de comprimento de mistura, sendo mais eficiente em termos de custo computacional do que os modelos do tipo *Large Eddy Simulation*.

2.1.2 TELEMAC-2D

O modelo numérico hidrodinâmico TELEMAC-2D, também pertencente ao sistema TELEMAC-MASCARET, foi empregado no estudo de caso da Lagoa Mirim, e trata-se de um modelo hidrodinâmico bidimensional de elementos finitos. O modelo TELEMAC-2D resolve as equações do movimento integradas verticalmente, considerando uma superfície livre. Dessa forma os seus principais resultados são a elevação da superfície da água e as componentes horizontais do campo de velocidade

(Hervouet, 2007). As bibliotecas e submódulos do TELEMAT-2D são comuns com as apresentadas na subseção do TELEMAT-3D.

Em um contexto regional, Fernandes et al. (2001) realizaram a calibração e validação desse modelo para a Lagoa dos Patos. Os autores realizaram testes de sensibilidade e de independência de malha de forma a obterem uma configuração adequada para reproduzir os principais padrões de velocidades e elevação de nível da água na Lagoa dos Patos. Quanto a área da Lagoa Mirim, neste trabalho foi usado a configuração usada por Costi et al. (2018) no estudo dessa laguna e de sua planície de inundação. A calibração foi baseada no coeficiente de influência do vento, com os resultados das simulações sendo validados por observações de elevação de nível.

2.2 Malha de Elementos Finitos

2.2.1 Lagoa dos Patos e Plataforma

A malha utilizada foi construída por elementos triangulares, não estruturados, e com resolução que varia de 10.000 m na borda oceânica a 15 m na desembocadura da Lagoa dos Patos, no entorno dos Molhes da Barra. O domínio da malha se estende entre 30 e 33 °S e 49 e 52 °W, incluindo a Lagoa dos Patos, uma extensa parte da Plataforma Continental do Sul do Brasil (PCSB) e região abissal. A malha possui aproximadamente 100.000 elementos, 15 níveis sigmas e sua profundidade se estende até os 3.700 m de profundidade. As dimensões da malha foram elaboradas para se garantir o desempenho das simulações, onde as bordas da malha são mantidas distantes o suficiente da região da pluma da Lagoa dos Patos, evitando assim que problemas com inconsistências numéricas originadas na borda afetem a região de interesse. O tamanho do domínio da malha também garante que as elevações e correntes formadas pelo vento e variações de pressão atmosférica se desenvolvam na plataforma continental.

As simulações foram realizadas usando uma discretização vertical de 15 níveis sigmas. Devido ao fato de o modelo hidrodinâmico ser de superfície livre, a elevação z varia ao longo dos passos de tempo da simulação, dessa forma uma transformação de variáveis é empregada para que a estrutura vertical da malha não mude a cada passo de tempo. A transformação das coordenadas verticais para

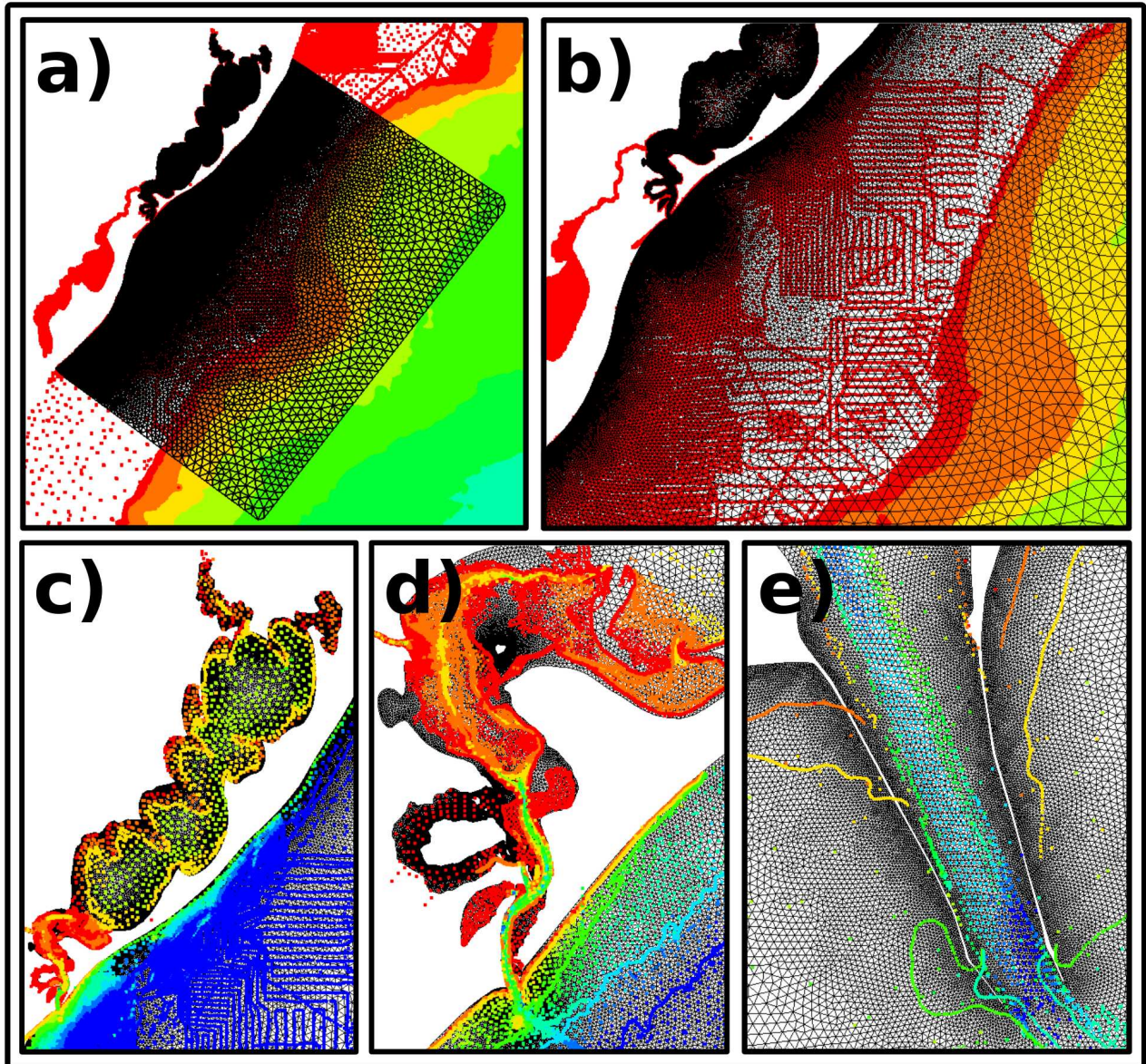


Figura 2.2: Detalhes da configuração da malha da Lagoa dos Patos e o ambiente de plataforma, assim como a distribuição dos dados batimétricos usados. O quadro a) mostra toda a malha sobreposta aos dados batimétricos usados em todo o domínio computacional. Os contornos sólidos representam os dados batimétricos globais e os pontos representam pontos digitalizados a partir de cartas náuticas. Os quadros b) a e) mostram detalhes da cobertura de informações batimétricas desde da plataforma ao canal da desembocadura do estuário.

as coordenadas de níveis sigma Z^* é feita pela seguinte equação:

$$Z^* = \frac{z - z_f}{Z_s - z_f} \quad (2.3)$$

Sendo z_f a profundidade local da malha e Z_s a elevação da superfície livre. Desta forma, a distribuição de coordenadas verticais após essa transformação, a cada passo de tempo, é normalizada para valores entre 0 e 1. Para os 15 níveis sigma utilizados nas simulações deste trabalho, a distribuição dos níveis foi incrementada num intervalo de 0,06. Onde o sistema de coordenadas é orientado

positivamente a partir do fundo.

A batimetria da malha foi composta pela interpolação de diversas fontes de dados batimétricos. Foram usados dados das cartas náuticas da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN - <https://www.marinha.mil.br/dhn/>), incluindo cartas batimétricas da Lagoas dos Patos, região estuarina e zona costeira. Dados batimétricos do projeto “Levantamento da Plataforma Continental Brasileira” (LEPLAC) também foram usados, associados ao setores mais externos da plataforma continental.

Para a região de oceano profundo foram usados dados do *The General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO - <https://www.gebco.net/>). Dados batimétricos do canal de acesso ao Porto de Rio Grande foram obtidos através da Superintendência do Porto de Rio Grande (SUPRG). A distribuição e sobreposição dessas informações é mostrada na Figura 2.2. O quadro a) mostra detalhes na escala do oceano profundo e levantamentos da plataforma continental, enquanto o quadro b) exibe maiores detalhes para a plataforma interna e externa. Os quadros c) e d) apresentam a distribuição dos dados batimétricos da Lagoa dos Patos e sua região estuarina. Finalmente o quadro e) exibe detalhes das informações do canal de desembocadura da Lagoa dos Patos, com destaque para os Molhes da Barra. Detalhes de refinamento dos nós da malha computacional também podem ser observados.

2.2.2 Lagoa Mirim

A estrutura da malha computacional da Lagoa Mirim é mostrada no quadro a) da Figura 2.3. A malha não estruturada além de incluir informações batimétricas da Lagoa Mirim, também inclui a área de alagamento a partir de informações de elevação de terreno. A malha é composta por 63.401 nós, onde os canais dos rios e feições da costa são representadas por uma resolução espacial que varia entre 1,000 m a 30 m. Os quadros b), c) e d) da Figura 2.3 mostra detalhes da geometria da malha em diferentes regiões da lagoa. O quadro b) mostra a região central da malha, com destaques para os canais dos rios, representados pelos valores negativos da escala (cores azuis), assim como para a planície de inundação representada pelos valores positivos da escala (cores do amarelo ao vermelho). O quadro c) mostra a malha para o trecho da região do Canal de São Gonçalo, enquanto o quadro d) detalha a desembocadura do canal na Lagoa dos Patos.

Como as simulações da Lagoa Mirim foram realizadas usando um modelo bi-dimensional, níveis sigma não são incluídas. As informações batimétricas interpoladas na malha foram obtidas

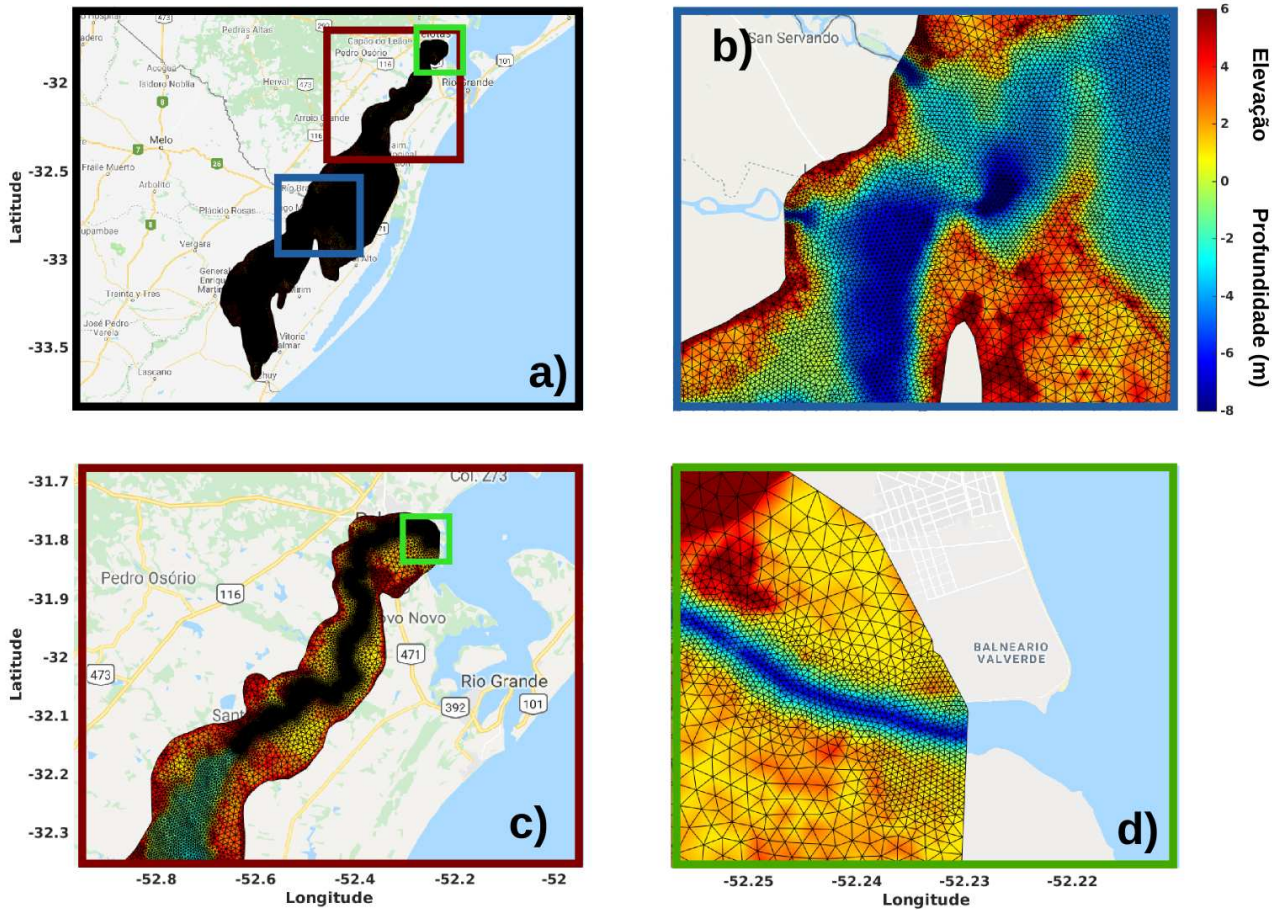


Figura 2.3: Detalhes da estrutura da malha computacional da Lagoa Mirim. O quadro a) mostra a extensão de todo o domínio da malha, onde detalhes dos enquadramentos são exibidos nos quadros b), c) e d). A escala de cores apresenta os valores para a profundidade (azul) e elevação da planície de inundação (amarelo e vermelho).

a partir de cartas náuticas da DHN, enquanto informações sobre a planície de alagamento foram obtidas do modelo digital de elevação derivado do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM - eros.usgs.gov). Os dados do SRTM são derivados de um radar altimétrico estereoscópico, e possuem uma resolução espacial de 30 m (Farr et al., 2007). Adicionalmente, imagens derivadas do *ERS2 Synthetic Aperture RADAR* (earth.esa.int) foram usadas para averiguar a correta inclusão de áreas inundáveis (Costi et al., 2016).

2.3 Condições Iniciais e de Contorno

2.3.1 Simulações da Pluma da Lagoa dos Patos

A Figura 2.4 resume a origem das condições iniciais e de contorno a serem usadas nas simulações hidrodinâmicas da Pluma da Lagoa dos Patos. Na fronteira oceânica o modelo é forçado por marés

astronômicas do *Oregon State University Tidal Inversion System* (OTIS - <http://volkov.oce.orst.edu/tides/otis.html>) e por velocidades, temperatura e salinidade do *HYbrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM - <http://hycom.org>), incluindo os níveis verticais até os 4.000 m de profundidade. Na superfície a simulação é forçada por velocidade do vento, temperatura do ar e pressão atmosférica do conjunto de reanálise *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts interim reanalysis* (ERA Interim ECMWF - <https://www.ecmwf.int>). Médias diárias das vazões dos principais rios do sistema da Lagoa dos Patos foram obtidos pela Agência Nacional de Águas (ANA - www.ana.gov.br), sendo incluídas como condições de contorno líquidas nas simulações (ver Figura 2.4).

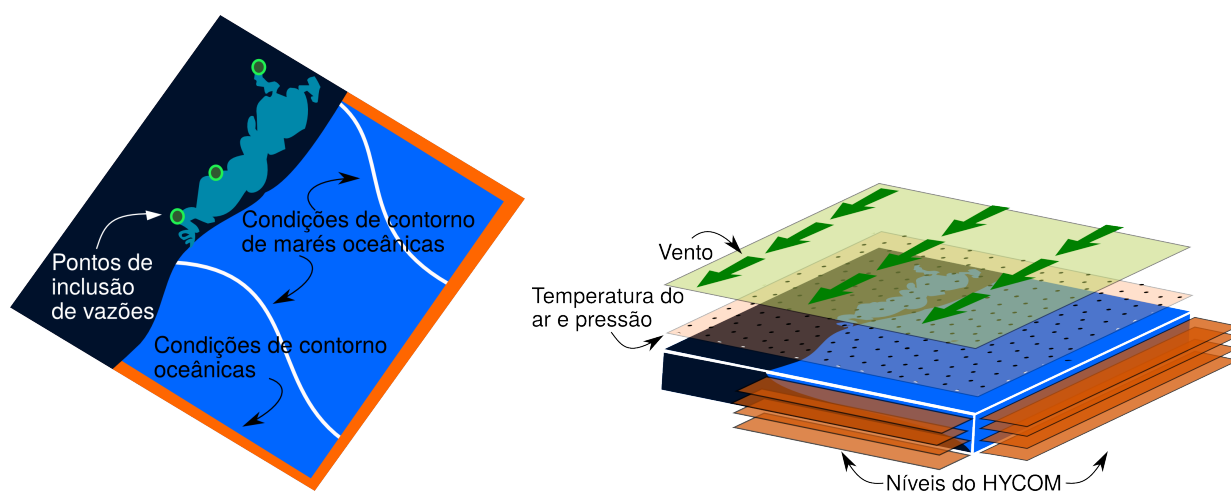


Figura 2.4: Esquema de imposição das condições de contorno usadas nas simulações hidrodinâmicas. À direita, os círculos verdes marcam os pontos de inclusão das vazões dos rios, no oceano a borda laranja marca a entrada das condições de contorno de correntes oceânicas da maré. À esquerda, destaca-se as condições de contorno aplicadas aos níveis verticais e as informações atmosféricas aplicadas à superfície da malha.

As informações das componentes de maré do OTIS foram prescritas nas fronteiras abertas do domínio computacional, uma descrição mais completa desse modelo pode ser obtida em Egbert e Erofeeva (2002). As elevações e correntes horizontais são propagadas para o interior do domínio a partir das componentes harmônicas regionais fornecidas pelo OTIS. Conforme a Figura 2.4, as informações de maré são impostas nas três arestas oceânicas da malha computacional.

O HYCOM é um modelo global de circulação oceânica de coordenadas híbridas, garantindo informações consistentes sobre as massas de água, incluindo uma alta resolução na camada de mistura e sobre as regiões de plataforma continental (Chassignet et al., 2007). Dados diários desse modelo foram linearmente interpolados na borda oceânica da malha em todos os níveis sigma, conforme esquematizado na Figura 2.4.

Os dados do ERA-Interim são fornecidos pelo *European Centre for Medium-Range Weather Fore-*

casts, criados por um sistema de análise varacional *4-dimensional* com uma janela de 12 h de análise, conforme descrito em Simmons et al. (2007). A resolução espacial dos dados é de 80.000 m e a resolução temporal de 6 h. Os dados desse conjunto foram interpolados linearmente em toda a superfície da malha da (Figura 2.4), sendo que o modelo realiza uma interpolação linear das variáveis, ao longo dos passos de tempo, entre intervalos de 6 h.

Os dados de vazão fornecidos pela ANA possuem resolução temporal diária e são incluídos como condições de contorno nas bordas líquidas do interior da Lagoa dos Patos. Durante o intervalo entre os dias, o valor da vazão é interpolada linearmente, enquanto que a conversão da vazão para valores de velocidade é realizada por um perfil vertical logarítmico.

Esse conjunto de condições de contorno é semelhante aos usados em trabalhos hidrodinâmicos prévios da Lagoa dos Patos e de sua pluma costeira (Fernandes et al., 2005; Marques et al., 2009; Kirinus et al., 2012). De forma que, os processos de escala sinóptica associados ao vento e à circulação, em escala maregráfica, observados são corretamente reproduzidos pelo modelo hidrodinâmico.

2.3.2 Simulações da Lagoa Mirim

As simulações hidrodinâmicas da Lagoa Mirim foram realizadas usando informações atmosféricas, dados de vazão e dados de nível dos principais rios da região. De forma que as simulações não levam em consideração informações oceânicas, isto é, como correntes e marés provenientes de modelos globais.

Os dados atmosféricos são provenientes do conjunto de reanálise ERA-Interim (mesmos da subseção anterior). As vazões dos Rio Cebollati, Rio Jaguarão e o Rio Tacuari foram incluídas como condições de contorno a partir das fronteiras da malha. Enquanto que na saída do Canal de São Gonçalo, foi prescrita como condição de contorno observações de elevação de nível. As informações das séries temporais dos rios e da saída do Canal de São Gonçalo foram adquiridas da ANA. A Figura 1.6 mostra os pontos onde foram incluídas as informações da descarga dos rios assim como a série de níveis no canal.

Essas são as mesmas condições de contorno usadas por Costi et al. (2018). Mesmo existindo poucas publicações de observações de dados hidrográficos da Lagoa Mirim, a reprodução de cenários de alagamento e variabilidade do nível na Lagoa Mirim reportada por Costi et al. (2018) representaram razoavelmente as observações disponíveis. A principal limitação dessa abordagem pode ser associada

a valores de vazão subestimados.

2.4 Módulo de Derivadores - ADRIFT

O módulo de derivadores desenvolvido no Laboratório de Análise Numérica e Sistemas Dinâmicos (LANSD - www.lansd.furg.br) funciona a partir do lançamento de um grupo de partículas passivas, que não estão sujeitas a processos de diluição ou difusão, e reproduzem o comportamento de marcadores inertes. O módulo *Adrift* usa os resultados de velocidade do modelo hidrodinâmico para efetuar a advecção das partículas até que sejam removidas do domínio da malha, quando atravessam o limite oceânico.

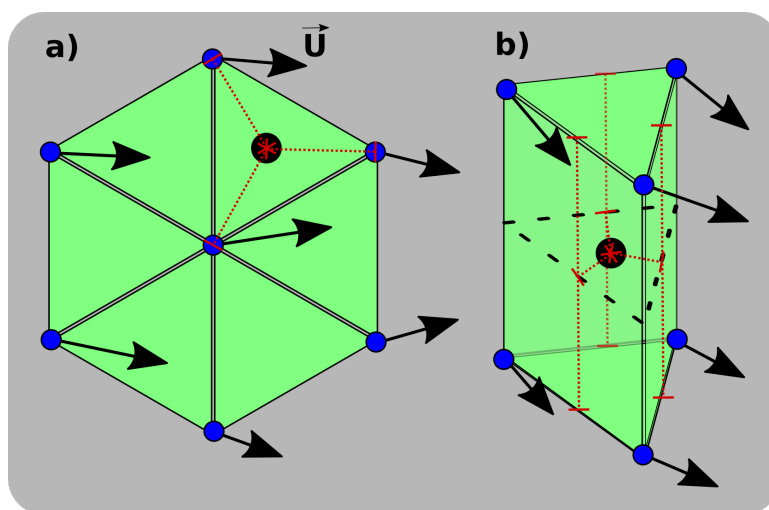


Figura 2.5: Esquema do módulo de derivadores acoplado ao TELEMAC-3D. O quadro a) mostra a forma como as velocidades horizontais da malha são interpoladas ao derivador (círculo preto), onde é atribuído um peso ao interpolador a partir da distância do derivador aos nós. De forma semelhante o quadro b) mostra o processo de interpolação quando a partícula se encontra entre dois níveis sigma.

Primeiramente são fornecidas as informações de quantidade, coordenadas e tempo de lançamento dos derivadores na simulação. A cada passo de tempo os resultados de velocidades são interpolados para as partículas, e a partir dessa velocidade interpolada as partículas são advectadas. A estrutura tridimensional da malha é constituída por prismas limitados por três nós em diferentes níveis sigma, sendo que essa informação também é incorporada pelos derivadores. Durante a interpolação, um critério de distancia entre os nós da malha e a posição do derivador é usado. Esse método é ilustrado pelo quadro a) da Figura 2.5, que destaca o procedimento executado no plano horizontal. Enquanto o quadro b) esquematiza o procedimento entre dois níveis sigmas.

Não são incluídos coeficientes de difusão à trajetória das partículas. Cucco e Umgiesser (2006)

realizaram diversas comparações da abordagem descrita aqui com diferentes módulos Lagrangeanos, que incluíam processos de difusão, em simulações da Laguna de Veneza, na Itália. Os autores mostraram que essa abordagem é adequada para ambientes que não sofrem ciclos diários de vazante e enchente. O Capítulo 4 desta dissertação é usado para demonstrar a performance do módulo de derivadores *Adrift* sobre diferentes forçantes. Desta forma, os resultados e figuras descritos podem ser tomados como complementares à essa seção.

2.5 Experimentos Numéricos

Para alcançar os objetivos do estudo da PLuma da Lagoa dos Patos serão simulados como estudo de caso, 2 anos de condições hidrodinâmicas correspondentes a diferentes magnitudes de descarga fluvial, além de outros 6 meses utilizados para a validação dos resultados hidrodinâmicos. A principal distinção entre as simulações do estudo de caso são os valores de descarga usados nos rios como condições de contorno. O período de 2003 foi escolhido como a simulação que reproduz um cenário de alta descarga, enquanto o período de 2012 representa um cenário de baixa descarga. A simulação usada para a validação é referente ao período entre setembro de 2010 e março de 2011, referentes ao período de campanhas *in situ* e disponibilidade de imagens de sensores remotos.

Referente aos objetivos do estudo da Lagoa Mirim, foram conduzidos três experimentos hidrodinâmicos compreendendo o domínio da bacia da Lagoa Mirim e sua área de alagamento, no extremo sul do Estado do Rio Grande do Sul. Adicionalmente, esses três experimentos fornecem resultados para avaliar o desempenho do módulo Lagrangeano *Adrift*, no que diz respeito à regimes de circulação forçada pelo vento e pela descarga fluvial, de forma combinada e individual.

Tabela 2.1: Experimentos para o estudo da Pluma da Lagoa dos Patos. São listados informações sobre período simulado, sobre o modelo computacional e característica da malha computacional

Experimento	Período	Módulo	ADRIFT	Inclusão de ponto seco
Alta descarga	2003	Não-hidrostático-3D	Sim	Não
Baixa descarga	2012	Não-hidrostático-3D	Sim	Não
Validação I	Set.2010 - Mar.2011	Não-hidrostático-3D	Não	Não
Validação II	Set.2010 - Mar.2011	Hidrostático-3D	Não	Não

Os detalhes dos experimentos são listados nas Tabelas 2.1 e 2.2, onde são indicados os períodos de simulação e suas respectivas configurações. Detalhes das condições de contorno podem ser observados nos Capítulos 4 e 5, em suas próprias seções de materiais e métodos. Os experimentos de

Tabela 2.2: Experimentos para o estudo da Lagoa Mirim, listagem assim como apresentada na Tabela 2.1.

Experimento	Período	Módulo	ADRIFT	Inclusão de ponto seco
Descarga + Vento	2000-2002	Hidrostático-2D	Sim	Sim
Descarga	2000-2002	Hidrostático-2D	Sim	Sim
Vento	2000-2002	Hidrostático-2D	Sim	Sim

estudo de caso para a pluma da Lagoa dos Patos são distintos pela magnitude da descarga fluvial, imposta como condição de contorno nos rios.

Em termos da escala temporal de décadas, os períodos usados para a simulação podem ser considerados representativos de um período de baixas descargas. Mas em termos da década recente, o contraste entra as curvas de vazão é significativa, conforme experimentos numéricos realizados por Barros e Marques (2012). Segundo Barros e Marques (2012), o período de 2000 à 2010 é caracterizado por um vazão média de $1.080 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, enquanto a simulação de baixa e alta descarga neste trabalho são de $1.200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e $2.400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, respectivamente. Em virtude dos dados de reanálise atmosféricos e do modelo oceânico global usados como condições de contorno terem a característica reduzir valores mais elevados das suas variáveis, as duas simulações de estudo de caso apresentam condições similares em termo de variabilidade das outras forçantes.

Todas as simulações referentes ao estudo da Pluma da Lagoa dos Patos foram submetidas à um período de aquecimento de simulação de um mês. Para validar as simulações da pluma da Lagoa dos Patos, foram conduzidos dois experimentos entre Setembro de 2010 e Março de 2011, representando uma simulação não-hidrostática (Validação I) e outra hidrostática (Validação II). O módulo *Adrift* não foi empregado nessas simulações devido à ausência de observações de derivadores reais na região de estudo, mas este representa um período em que se encontram disponíveis observações de correntes e salinidade no canal do Porto de Rio Grande. Além desse período, a simulação de 2012 foi usada para validação a partir da comparação da elevação de nível simulada, com observações de cota realizadas pela ANA.

Para demonstrar o desempenho do módulo *Adrift*, o Capítulo 4 inclui resultados de trajetória dos derivadores simulados na Lagoa Mirim, através do TELEMAC-2D, o módulo hidrodinâmico bi-dimensional. O período simulado é do ano 2000 à 2002, conservando as mesmas condições de contorno descritas anteriormente, mas com a ausência da maré e das correntes oceânicas, substituídas pela curva de nível do Canal de São Gonçalo. Outra distinção é que a malha computacional da Lagoa Mirim inclui informação da planície de inundação.

Foram conduzidos três experimentos, um no qual a simulação foi forçada por vento e descarga, e outros dois em que o vento e a descarga foram aplicados individualmente. Informações das condições de contorno e sobre a validação desses experimentos está presente no Capítulo 5. Desta forma esse conjunto de experimentos são representativos da aplicabilidade do módulo *Adrift* em diferentes condições de circulação.

2.6 Validação dos Resultados

2.6.1 Validação dos resultados da Pluma das Lagoa dos Patos

A validação dos resultados do modelo hidrodinâmico usado para o estudo da Pluma da Lagoa dos Patos foi realizada de forma quantitativa, a partir de medidas *in situ* de velocidade de corrente, salinidade e de nível. E de forma qualitativa a partir de imagens de radar de abertura sintética (SAR - *Synthetic-aperture radar*) e de imagens de sensores radiométricos, usadas para obter a posição da frente da pluma e comparar com a resultante do modelo.

As observações de velocidade de corrente e salinidade foram obtidas pela estação de Praticagem, em campanha realizada pelo Prof. Dr. Osmar Olinto Möller, da Universidade Federal de Rio Grande - FURG. As séries temporais de nível foram obtidas pela ANA, e são referentes aos pontos de Ipanema, Arambaré e São Lourenço, todas distribuídas no interior da lagoa. As imagens SAR foram obtidos do programa ALOS-PALSAR (<https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>), enquanto as imagens radiométricas foram obtidas do sensor LandsAT 7 da (<https://landsat.gsfc.nasa.gov/landsat-7/>). A Figura 2.6 apresenta um fluxograma esquematizando as informações do modelo usadas e os pontos de extrações.

A performance do modelo foi avaliada pela coerência entre os resultados de corrente e salinidade do modelo e os dados *in situ*, mensurada pelo erro quadrático médio (EQM), o coeficiente de correlação e pelo viés (Thomson e Emery, 2014). Os dados de velocidade e salinidade foram obtidos por um *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) e por um sensor *Conductivity Temperature Depth* (CTD) em 3 m de profundidade, na Estação de Praticagem. Os registros possuem resolução horária e foram usados dados entre Janeiro e Fevereiro de 2011, equivalente à um registro de 600 h.

Um filtro Lanczos foi aplicado para remover a variabilidade dentro de uma janela de 8 h, e após isso foram aplicadas as métricas de desempenho. Com relação aos dados de níveis, eles foram obtidos

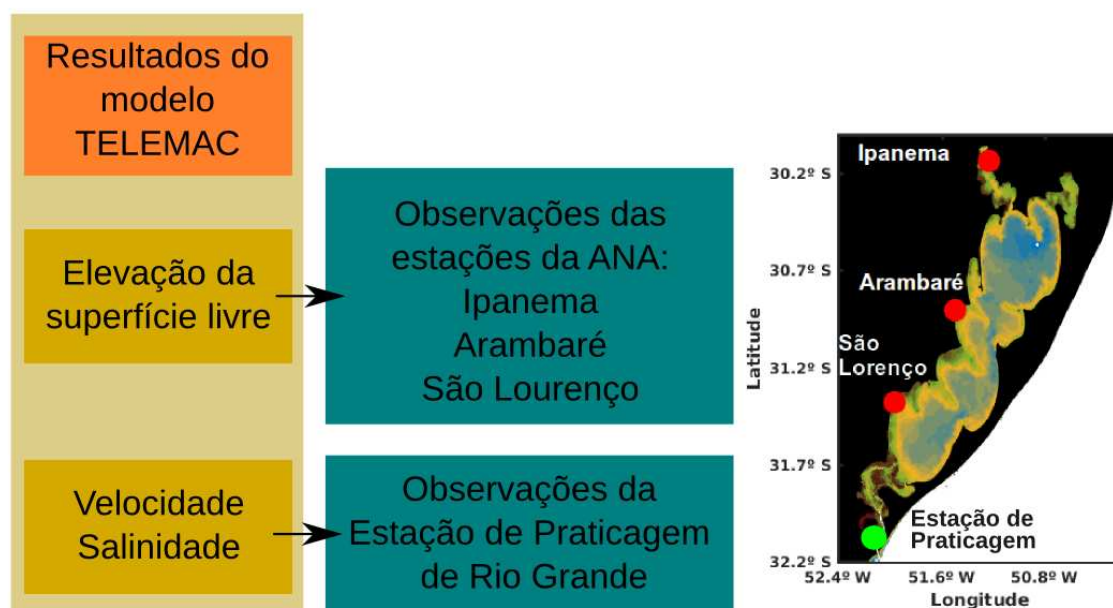


Figura 2.6: O fluxograma à esquerda mostra o conjunto de resultados do modelo numérico que são usados para validação. Os resultados na forma de séries temporais de velocidade e salinidade são validados com respectivas as observações obtidas na Estação de Praticagem, no Canal do Porto de Rio Grande. Séries temporais de elevação da superfície resultante do modelo são validadas a partir da comparação com as cotas de três estações distribuídas no interior da Lagoa dos Patos. Os pontos de observações são marcados por círculos no mapa à direita.

do banco de dados da ANA, que possuem registros diários, ocorrendo períodos sem registros entre 20 e 50 dias. Como os dados batimétricos usados para criar a malha do modelo e as estações de cota não são referenciadas ao mesmo *datum*, a comparação entre os valores observados e modelados foi realizada removendo-se a média dos valores observados e dos modelados.

O campo da pluma foi validado a partir da comparação do campo de salinidade obtida do modelo com a frente da pluma obtida pelas imagens SAR e LandSAT 7. As imagens SAR possuem uma resolução espacial de 100 m, e sua aplicabilidade para observações de plumas costeiras está associado à interação onda-corrente (Alpers e Hennings, 1984). Foi usada o canal de polarização HH (*horizontal transmit and horizontal receive*) do sinal de retroespalhamento do radar. Dessa forma, a mudança abrupta no campo de convergência das ondas, observada como um intenso contraste em imagens SAR, foi usada para se obter o limite da pluma.

As imagens SAR foram submetidas à cadeia de processamento esquematizada na Figura 2.7 para melhorar a identificação dessas feições. O primeiro passo da cadeia de processamento é a calibração radiométrica para correção do valor de retroespalhamento e do ângulo de incidência do radar. Em seguida foi realizada a ortorretificação a um recorte da área de interesse, corrigindo distorções geo-

métricas a partir de um modelo de elevação digital do terreno e dados da órbita do sensor. Por fim foi aplicado um filtro de ruído para remover as interferências do sinal que causam ruído granular nas imagens. Após esses procedimentos, os *pixels* identificados como indicativos de feições de pluma foram rasterizados e posteriormente comparados com o campo de salinidade resultante do modelo.

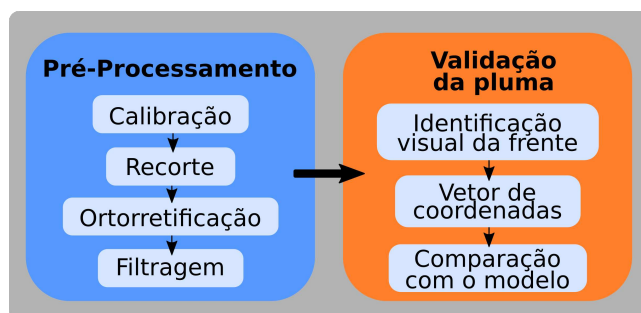


Figura 2.7: Fluxograma da cadeia de processamento das imagens SAR usadas para validar o campo de baixa salinidade da pluma da Lagoa dos Patos.

A frente da pluma obtida pela imagem SAR é uma resposta da ondulação de superfície sobre o retroespalhamento registrado pelo radar. Entretanto eventos de ressuspensão de sedimentos ao largo da desembocadura também podem causar contrastes nas imagens SAR. Dessa forma imagens derivadas do sensor Landsat 7 (USGS - (earthexplorer.usgs.gov)) também foram usadas para validar o campo da pluma, pois mesmo estando sujeitas à restrição por cobertura de nuvens, representam um meio mais consistente de verificar a presença de plumas costeiras. Foram usadas imagens LandSat 7 *Level 1 Product Generation System* (LPGS) com resolução espacial de cerca de 30 m. A imagem foi calibrada e convertida em sinal de reflectância usando o algoritmo descrito em Congedo (2016). Para remover das imagens falhas inerentes ao registro do sensor, foi aplicado um modelo espectral regressivo (Kay, 1988), de forma a prover uma melhor representação da área observada. A banda 3 das imagens finais, usada para delimitar o sedimento em suspensão entregue pela pluma, foi comparada com o campo de salinidade do modelo para validar qualitativamente os resultados das simulações. Em comparação com as imagens SAR, imagens radiométricas são limitadas pela cobertura de nuvens, entretanto apresentam maior capacidade de distinguir a pluma costeira do ambiente marinho.

2.6.2 Validação dos resultados da Lagoa Mirim

Para realizar a validação dos resultados das simulações da Lagoa Mirim foram usadas informações de elevação de nível em dois pontos da laguna, compreendendo uma série temporal de 3 anos. As

séries temporais foram obtidas nas estações do Porto de Santa Vitória do Palmar e do Porto de Santa Isabel, adquiridas pela Agência de Desenvolvimento da Lagoa Mirim da Universidade Federal de Pelotas. A localização desses portos são mostradas na Figura 1.6.

A performance da simulação foi medida através do EQM, pelo coeficiente de correlação e vies (Thomson e Emery, 2014). Adicionalmente, Costi et al. (2016) e Costi et al. (2018) fornecem resultados para a validação de áreas alagadas, seguindo a mesma implementação usada nas simulações dessa dissertação.

2.7 Parâmetros de Escala da Pluma

A caracterização do contraste entre os experimentos numéricos da pluma da Lagoa dos Patos foi realizada a partir de oito parâmetros de escala para discriminar os principais processos físicos relacionados com diferenças no padrão circulação e estrutura da pluma (Figura 2.8).

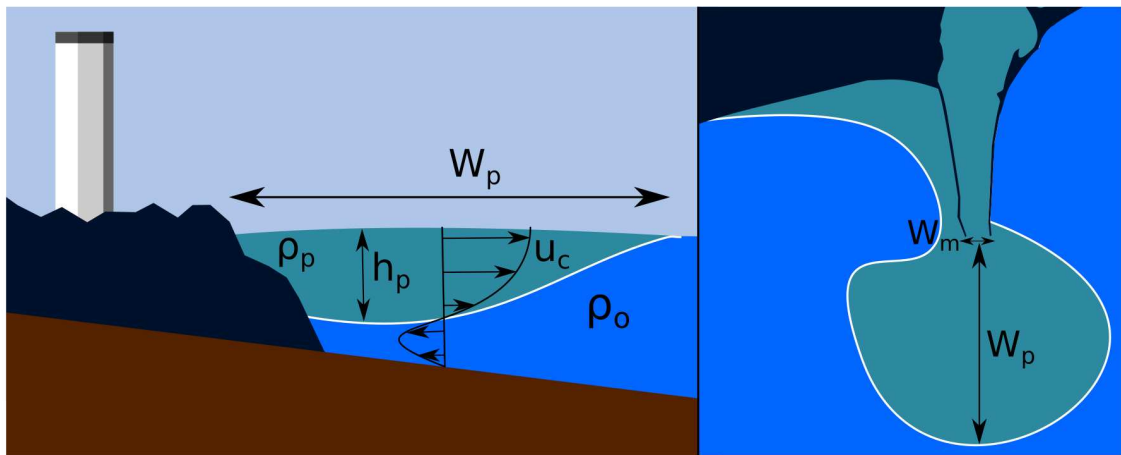


Figura 2.8: Esquema ilustrando como as informações do campo da pluma resultantes do modelo são extraídas para calcular os parâmetros de escala. As variáveis W_m e W_p são o comprimento da desembocadura e da pluma respectivamente, enquanto h_p é a espessura vertical da pluma. A velocidade ao longo da pluma é dado por u_c , enquanto a densidade da pluma e do mar são dadas por ρ_p e ρ_o , respectivamente.

A fronteira da pluma foi delimitada pelo limite da salinidade de 26 ups. A partir da fronteira, o comprimento vertical (W_p) e horizontal (h_p) da pluma foi obtido. Também foram usados os valores da massa específica da água da pluma (ρ_p) e da água do mar (ρ_o), usadas para estimar a gravidade reduzida $g' = g(\rho_s - \rho_p)/\rho_p$. Também foram utilizadas as velocidades de superfície e de fundo ao longo do campo próximo da pluma (u_c). Outros parâmetros são, o coeficiente vertical de viscosidade (K_z), o parâmetro de Coriolis (f) e o comprimento da desembocadura dos molhes (W_m). Com isto foram calculados:

- O Número de Kelvin ($K_b = \frac{W_p}{R_D}$), que é usado para avaliar a contribuição relativa da rotação e processos inerciais (Garvine, 1995). Quando $K \gg 1$ o efeito da rotação influencia fortemente o comportamento da pluma, e ela passa a ser classificada como uma pluma de grande escala. Quando $K \ll 1$ a rotação tem pouca influência sobre o comportamento da pluma, e ela passa a ser classificada como pluma de pequena escala;
- O Raio Interno de Rossby ($R_D = \frac{\sqrt{g'h_p}}{f}$) é empregado para se quantificar o efeito da rotação sobre a estrutura de flutuabilidade da pluma (Cushman-Roisin e Beckers, 2011). O R_D representa o comprimento necessário para que uma feição oceanográfica, como um vórtice ou corrente de contorno oeste seja influenciada pela rotação da Terra;
- O Número de Rossby ($R = \frac{u_c}{fR_D}$) é usado para discriminar a dominância dos processos inerciais sobre a rotação. Quando $R \gg 1$ o escoamento é controlado pela inércia, enquanto para $R \ll 1$ a rotação é o principal mecanismo que controla o escoamento;
- O Número de Ekman ($E_k = \frac{K_z}{fh_p^2}$) é usado para avaliar a contribuição dos processos friccionais sobre o escoamento da pluma (Tilburg et al., 2011), onde K_z é o coeficiente de viscosidade turbulenta vertical. Quando $E_k \gg 1$ o escoamento é controlado pela fricção induzida pelo vento ou pela interação com o substrato, e quando $E_k \ll 1$ o efeito da fricção é desprezível;
- O Número de Froude ($Fr = \frac{u_c}{\sqrt{g'h_p}}$) é usado para quantificar a dominância dos processos baroclínicos sobre os processos inerciais (Chao, 1988). Quando $Fr \gg 1$ o escoamento é dito supercrítico, isto é, a velocidade da corrente é suficientemente alta para inibir a propagação de ondas internas em sentido contrário ao fluxo. Enquanto para valores de $Fr \ll 1$, o fluxo é dito subcrítico e a estratificação é favorecida;
- O Número de Desembocadura de Kelvin ($K_m = \frac{W_m}{R_D}$) é usado para avaliar o efeito do comprimento da desembocadura sobre a formação do bojo da pluma (Garvine, 1995);
- O Número de Reynolds ($Re_p = \frac{R}{E_k}$) é usado para avaliar a dominância da mistura (induzida por processos friccionais) sobre a advecção. Quando $Re_p \gg 1$ a advecção é dominante e quando $Re_p \ll 1$ a mistura é dominante;
- O Número de Richardson ($Ri = \frac{g'\Delta z}{(\Delta u)^2}$) é usado para avaliar a dominância dos processos de mistura sobre os processos de estratificação (Tilburg et al., 2011). Segundo Sanders e Garvine

(2001), quando $Ri < 0.25$ o fluxo possui energia cinética suficiente para erodir completamente a estratificação vertical através de processos de mistura e entranhamento que a pluma costeira está sujeita.

Esses parâmetros foram calculados usando os eventos de vazante identificados ao longo das simulações de estudo de caso. Como critérios, os cálculos são feitos usando os intervalos em que valores de salinidade inferiores à 26 ups são registrados no campo próximo da pluma, a partir de 2 km da saída dos Molhes da Barra.

Um segundo critério foi aplicado, excluindo eventos em que os valores de R_i tendem ao infinito, que ocorrem quando diferenças nas velocidades verticais são muito pequenas. A Figura 2.9 mostra resultados médios do campo horizontal e vertical dos experimentos de 2003 e 2012, apresentando o ponto de extração das variáveis usadas para calcular os parâmetros de escala.

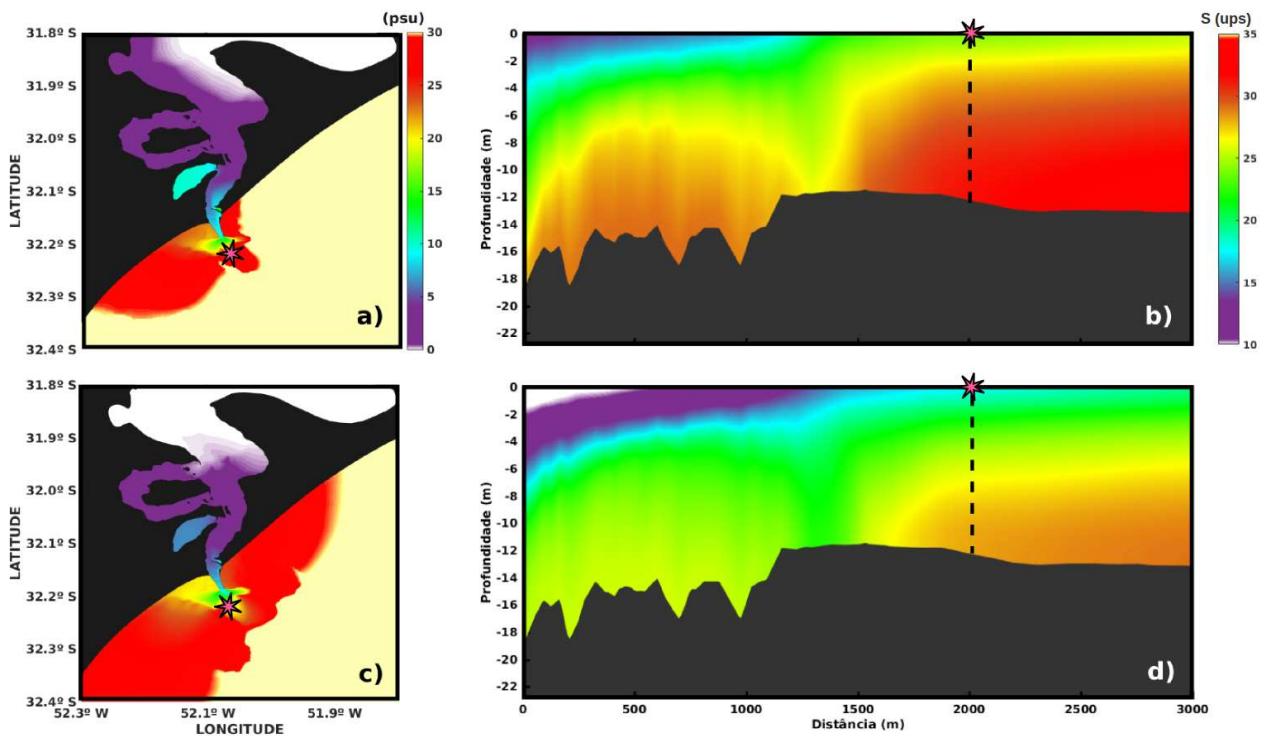


Figura 2.9: Campos médio das simulações de estudo de caso, mostrando o escala de comprimento média do campo de salinidade da pluma. O quadro a) representa o campo horizontal médio de salinidade e o quadro b) o campo vertical médio para a simulação de 2012. Os quadros c) e d) representam os campos para a simulação de 2003. A estrela rosa mostra o ponto de extração das variáveis usadas para calcular os parâmetros de escala.

2.8 Espalhamento da Pluma

O espalhamento da pluma foi obtido a partir da evolução da trajetória dos derivadores, baseando-se na separação deles em torno do seu centro de massa. No primeiro quadro da Figura 2.10, encontra-se esquematizado o cálculo da métrica de espalhamento a partir da desembocadura dos Molhes da Barra. A partir da evolução da separação dos derivadores foram obtidos os respectivos valores de espalhamento (segundo quadro da Figura 2.10). Em seguida uma composição mensal foi feita a partir da interpolação dos valores de espalhamento obtidos no período (terceiro quadro da Figura 2.10).

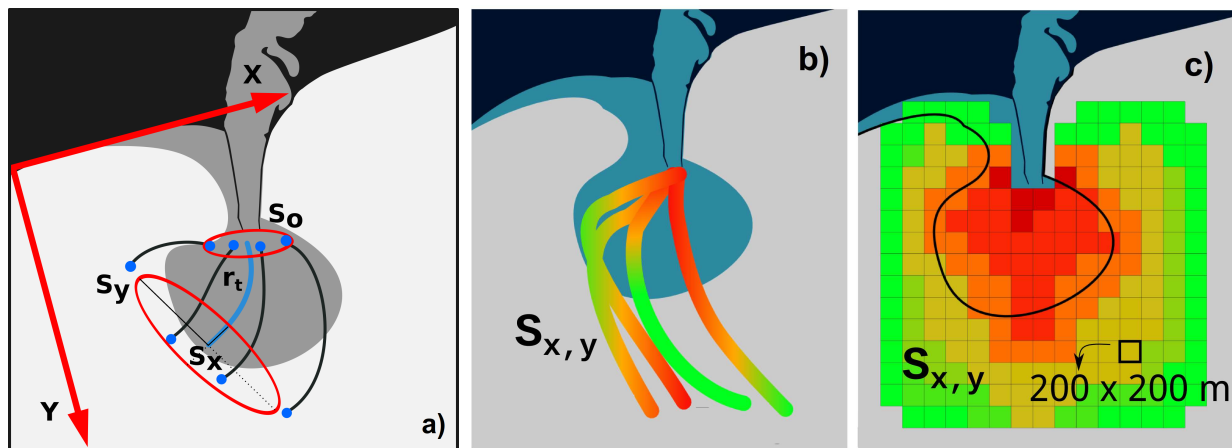


Figura 2.10: Esquema de lançamento dos derivadores e métricas usadas para o cálculo do espalhamento. Um total de 15 derivadores são lançados a partir da desembocadura dos Molhes da Barra, ao longo da evolução da trajetória dos derivadores o centro de massa r_t é obtido (linha azul no quadro a)). A métrica do espalhamento dos derivadores é calculada tendo como referência os eixos normal e transversal (S_x e S_y) à inclinação da costa (linhas coloridas no quadro b)). Posteriormente um conjunto de valores de espalhamento obtidos dentro de um período mensal são interpolados para uma grade com resolução de 200×200 m, conforme esquematizado no quadro c).

A posição do centro de massa dos derivadores, denotado por r_t , foi obtida pela média da posição de todos os derivadores a cada passo de tempo. Em torno de r_t foram computados o espalhamento paralelo à costa S_x e o espalhamento perpendicular à costa S_y , conforme indicado pelo eixo mostrado no primeiro quadro da Figura 2.10. As métricas de espalhamento S_x e S_y são definidas como o desvio padrão da posição de todos os derivadores em torno r_t , conforme as equações

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - r_x)^2}{N - 1}} \quad (2.4)$$

$$S_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - r_y)^2}{N - 1}} \quad (2.5)$$

Onde r_x e r_y são, respectivamente, as componentes normal e transversal do centro de massa r_t , enquanto x_i e y_i são as coordenadas individuais de cada derivador, com $N = 15$ sendo o número total de derivadores. Esta métrica de espalhamento é a mesma usada por Chen et al. (2009), sendo válida para quantificar o espalhamento radial de plumas costeiras enquanto a advecção dos derivadores for controlado pelo regime local de velocidade (Bennett, 1984).

Como o tempo de resposta da circulação costeira à influência de ventos com intensidades acima de 6 ms^{-1} é de cerca de 6 h, os valores são restritos ao intervalo de 5 h a partir do lançamento dos derivadores. Uma segunda restrição foi aplicada quando subgrupos de derivadores se separam significativamente por influência da divergência de correntes costeiras. Dessa forma as considerações sobre o regime local é satisfeita, isto é, o espalhamento é calculado usando somente a informação de advecção dos derivadores sujeitos ao campo de velocidade da pluma costeira.

Após o procedimento de cálculo do espalhamento normal e transversal à costa, o conjunto de eventos obtidos foram agrupados em conjuntos de médias mensais. Em seguida esses conjuntos foram interpolados em uma grade regular com resolução de $200 \times 200 \text{ m}$ em torno dos Molhes da Barra. A escala mensal foi usada pois é aproximadamente a escala de tempo da descarga do Rio Guaíba chegar à desembocadura da lagoa, assim como a variabilidade das curvas de descarga dos rios do sistema (de aproximadamente 20 dias) (Pereira e Niencheski, 2004). Dessa forma o comportamento do espalhamento radial da pluma da Lagoa dos Patos pode ser acompanhada em termos de magnitude e direção ao longo do ano.

2.9 Tempo de Residência da Lagoa Mirim

O tempo de residência (TR) foi calculado a partir do tempo de transito de de 3,500 derivadores simulados incluídos em toda a bacia da Lagoa Mirim. Os derivadores simulados foram espaçados uniformemente por uma distância de 1,000 m, de forma a viabilizar a cobertura espacial dos pequenos embaixamentos da Lagoa Mirim. Os derivadores simulados foram lançados uma vez a cada mês ao longo do ano de 2001. Em um experimento prévio usando condições contorno médias, foi verificado um tempo de transito máximo para os derivadores em torno de 300 dias. De forma que o final do ano de 2002 é considerado o limite para se realizar estimativas do TR para o mês de Dezembro de 2001.

O TR foi definido como o período de tempo entre o episódio de lançamento de cada derivador simulado e o momento em que eles cruzam a saída do Canal de São Gonçalo. Essa definição

de TR é definida como tempo de transito e permite obter estimativas razoáveis em ambientes que não estão sujeitos a correntes de maré intensas, conforme Monsen et al. (2002). Para quantificar o grau de diferença do TR entre os setores da Lagoa Mirim a eficiência hidráulica (ou eficiência de mistura) foi calculada usando a definição de Thackston et al. (1987):

$$EH = \frac{TR}{TD} \quad (2.6)$$

Onde EH é uma razão adimensional e TD é o tempo de descarga da Lagoa Mirim, calculado como $TD = VQ^{-1}$, onde V é o volume total e Q a vazão líquida da Lagoa Mirim, obtida no Canal de São Gonçalo. Valores médios da EH foram calculados para toda a Lagoa Mirim e para um dos seus setores. O setor sul da Lagoa Mirim é delimitado entre sua extremidade sul e o Rio Cebollati, o setor central é delimitado pelo Rio Cebollati e o Rio Tacuari. Enquanto o setor norte é delimitado pelo Rio Tacuari e a entrada do Canal de São Gonçalo.

Validação dos Resultados Hidrodinâmicos

Validação dos Resultados Hidrodinâmicos

Este Capítulo detalha os procedimentos de validação dos resultados das simulações hidrodinâmicas hidrostática e não-hidrostática da pluma da Lagoa dos Patos. O desempenho do modelo hidrodinâmico foi avaliado quantitativamente a partir de dados de velocidade de corrente e de salinidade, observados no canal de acesso ao estuário da Lagoa dos Patos, na Estação de Praticagem. Para estas análises foram usados os resultados das simulações usando o modo hidrostático e não-hidrostático. Os resultados de validação para a Lagoa Mirim são apresentados no Capítulo 5, como se trata de uma validação mais concisa, uma descrição extendida nesse capítulo não se faz necessário.

Entretanto a validação utilizando dados de elevação da superfície livre, através de três estações distribuídas no interior da Lagoa dos Patos, foram comparadas apenas com o modo não-hidrostático. Por fim, os resultados são qualitativamente avaliados por imagens de sensores remotos da pluma da Lagoa dos Patos. Assim a seção 3.1 apresenta a avaliação da aplicabilidade do módulo não-hidrostático. As seções 3.2 e 3.3 apresentam a validação realizada com as observações conduzidas no canal do estuário e ao longo do interior da Lagoa dos Patos, e a seção 3.4 apresenta a validação realizada a partir dos sensores remotos.

3.1 Análise Dinâmica

Alguns estudos hidrodinâmicos realizados na região do estuário da Lagoa dos Patos utilizaram um modelo considerando a hipótese hidrostática (Fernandes et al., 2002, 2005; Marques et al., 2010c). Entretanto como trata-se de uma região onde gradientes de massa específica se desenvolvem sobre uma curta escala espacial, um modelo não-hidrostático é o mais indicado para estudar essa região de estudo. Para avaliar a validade da simulação hidrostática utilizou-se o parâmetro U^2/L^2N^2 derivado por Marshall et al. (1997). Onde U é a ordem de grandeza da velocidade, L é a ordem da escala de comprimento do sistema e N a frequência de Brunt-Väissälä. O valor de U^2/L^2N^2 deve ser menor que 10^{-3} para que a hipótese hidrostática seja aplicável ao problema estudado.

O valor de U foi obtido através da extração de uma série de velocidade da simulação com o módulo hidrostático, referente ao experimento usado para validação a partir de observações realizadas na Estação de Praticagem. O valor de L foi tomado como a distância entre a desembocadura e o alto estuário da Lagoa dos Patos, sendo de 15.000 m, o valor de N foi calculado a partir da temperatura e da salinidade modelada, usados para o cálculo da massa específica, via equação do estado da água do mar (Thomson e Emery, 2014). A Figura 3.1 mostra os valores de U^2/L^2N^2 ao longo da simulação e os valores individuais de U^2 e N^2 separadamente, permitindo verificar a contribuição de cada termo desse parâmetro.

Em apenas uma ocasião entre as 600 h de simulação foi observado que os valores de U^2/L^2N^2 ficaram acima de 10^{-3} . Mas mesmo assim todos os valores foram inferiores à 1, mantendo-se consistentemente em torno de 10^{-3} independente dos picos de U^2 associados as intensas correntes de vazão e enchente, e dos picos de L^2N^2 , associados aos ciclos de estratificação ao longo do canal. O pico de U^2/L^2N^2 em torno de 280 h ocorreu em função do pico de $U^2 = 2.0 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ coincidente com valor de L^2N^2 quase nulos. Esses resultados se devem em função da limitação de profundidade, traduzida em uma pequena diferença na massa específica em um nível ao longo do eixo vertical. Warrick e Farnsworth (2017) encontraram resultados similares em experimentos numéricos a partir de um modelo hidrostático.

O parâmetro U^2/L^2N^2 calculado ao longo da simulação parece indicar que a hipótese hidrostática pode ser aplicada ao estudo da pluma da Lagoa dos Patos (Marshall et al., 1997; Warrick e Farnsworth, 2017). Mas foi realizado uma comparação entre as simulações hidrostáticas e não-hidrostáticas para verificar diferenças líquidas nos campos de salinidade, o traçador mais afetado por diferenças nas

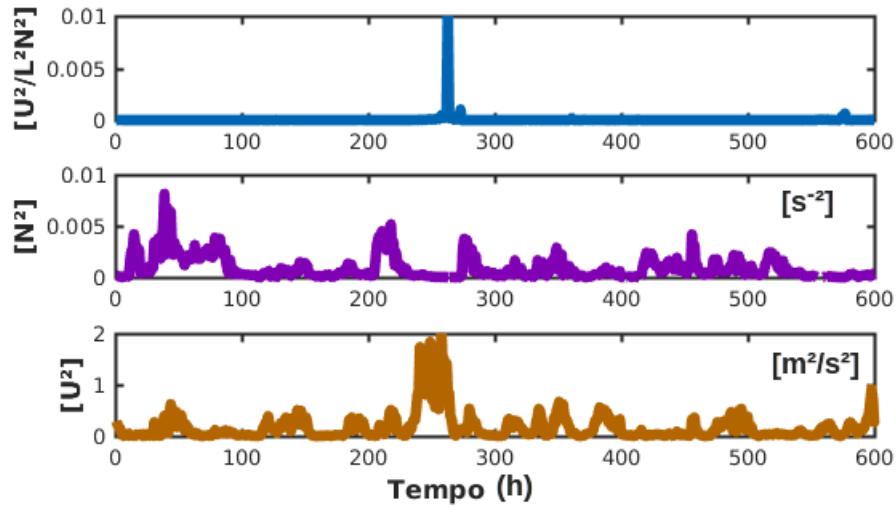


Figura 3.1: Evolução dos valores do parâmetro U^2/L^2N^2 (quadro superior) ao longo de 600 h, referentes as séries temporais tomadas na Estação de Praticagem. As componentes U^2 e L^2N^2 também são mostradas nos quadros inferiores.

velocidades verticais. Figura 3.2 compara os campos de salinidade no canal ao longo da extensão dos Molhes da Barra, referentes às simulações hidrostática e não-hidrostática. Comparando os dois perfis é possível observar uma maior intrusão salina na simulação não-hidrostática, além da cunha salina apresentar um perfil mais suave.

Essas diferenças são associadas às diferenças no campo de velocidade vertical, mais intensas na proximidade de variações abruptas da topografia, como representada pela entrada da canal (na distância de 4.500 m nos perfis da Figura 3.2). As variações abruptas da topografia favorecem correntes verticais e contribuem para advecção do sal para o interior do estuário (Hervouet, 2007). Outras diferenças são associadas à propagação de ondas internas, capazes de serem reproduzidas por modelos não-hidrostáticos, mas que neste trabalho não são apresentadas, pois exigiriam um salvamento dos resultados em menos de um quarto de hora para serem identificadas (Iwanaka e Isobe, 2018).

A Figura 3.3 apresenta a diferença entre os campos de salinidade horizontal das simulações não-hidrostática e hidrostática para a região do estuário e zona costeira durante eventos de vazante e enchente em diferentes profundidades. Durante o período de enchente, tanto em superfície quanto no fundo são observados valores positivos (maior entrada de sal) ao longo do canal estuarino, enquanto valores negativos são observados nos embaiamentos adjacentes. Estes contrastes se devem as variações de velocidade vertical que tendem a ser maiores ao longo do canal do estuário, o que acaba canalizando o transporte de sal, ao mesmo tempo em que reduz o transporte para as áreas adjacentes.

Para o período de vazante, as principais diferenças são associadas à anomalias negativas na re-

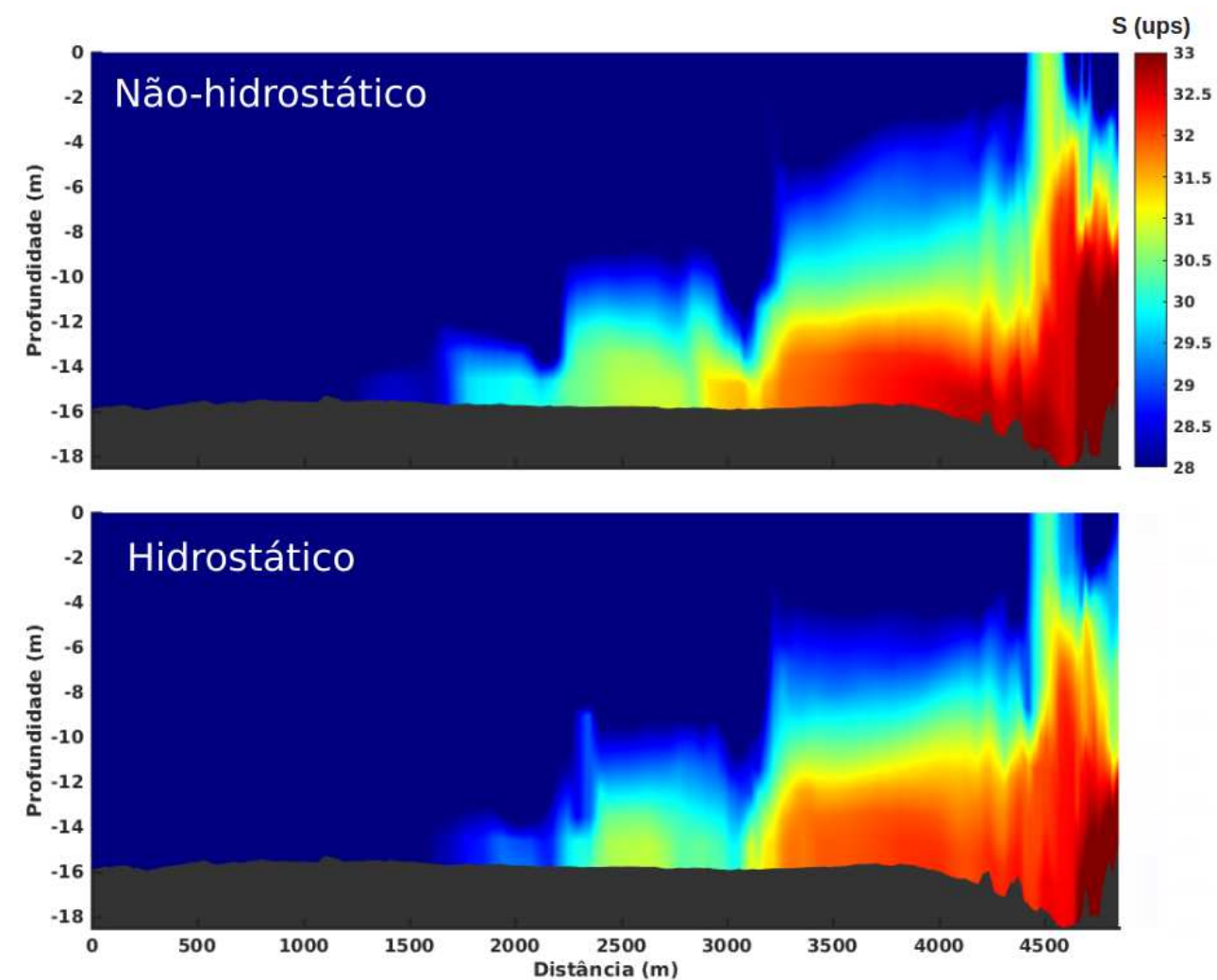


Figura 3.2: Campo vertical de salinidade das simulações não-hidrostática e hidrostática durante um evento de cunha salina ao longo do canal dos Molhes da Barra. A distância é tomada como referência o interior do estuário, assim à 4.500 m da origem se refere à saída dos Molhes da Barra. Os dois perfis possuem a mesma escala de cor e limite de eixos.

gião costeira na camada de fundo. De fato, longe da região estuarina e da pluma, as diferenças são aproximadamente nulas, de forma que o principal contraste entre as simulações hidrostática e não-hidrostática ocorre ao longo das regiões sujeitas à grande variação de massa específica e locais com gradientes topográficos mais intensos.

Tanto em superfície quanto no fundo existem anomalias em torno $+1.5$ e -1.0 ups, que são comparáveis à diferenças reportadas por de Barros et al. (2014) ao avaliar diferenças do campo de salinidade em diferentes condições de descarga. Dessa forma o emprego de uma modelo não-hidrostático ou hidrostático, sobre condições idênticas podem apresentar diferenças comparáveis à imposição de diferentes condições de contorno. Pois a contribuição dos fluxos verticais tem significativa consequência sobre o fluxo líquido de sal na região estuarina e costeira da Lagoa dos Patos.

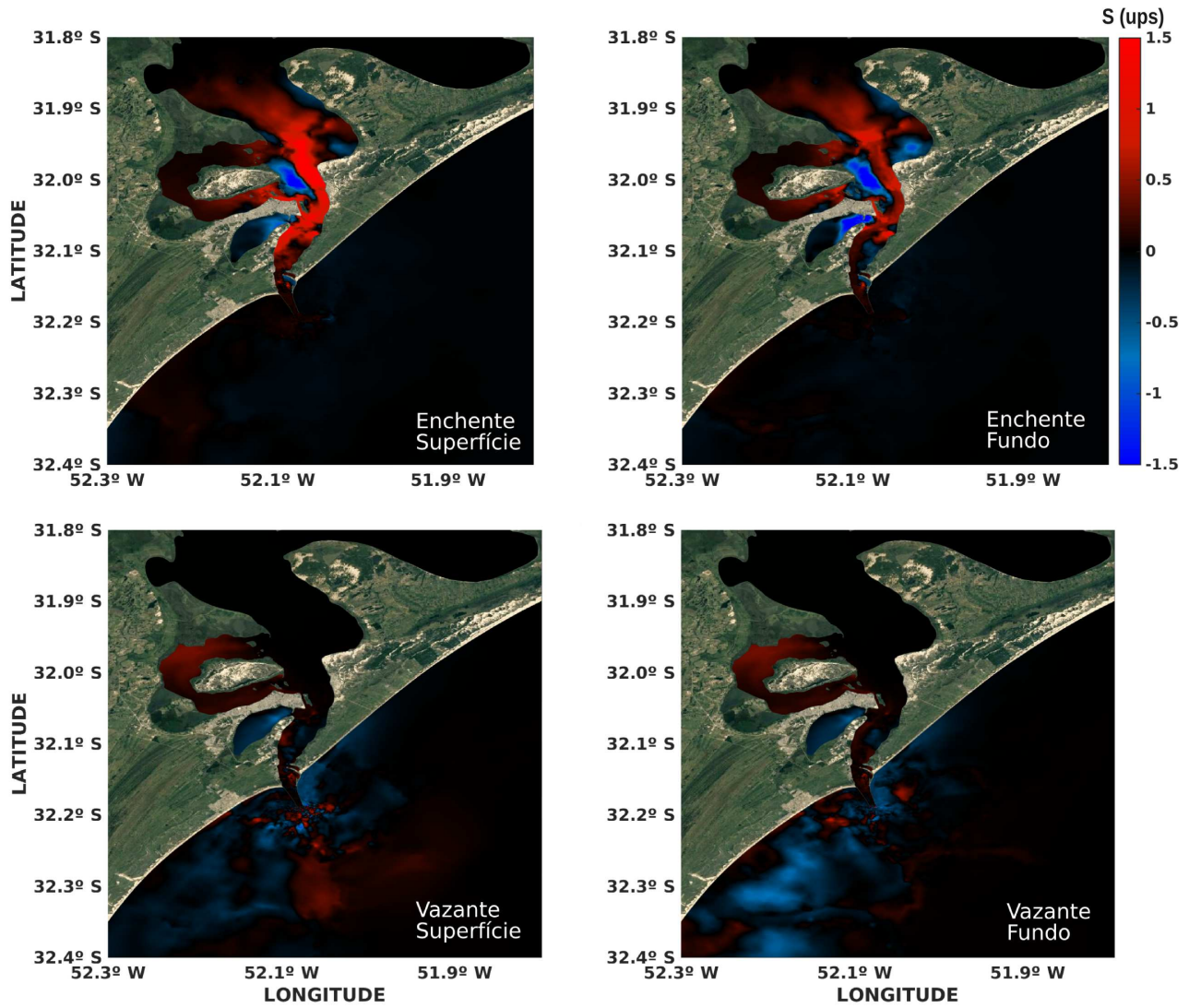


Figura 3.3: Diferença entre os campos de salinidade horizontal das simulações não-hidrostática e hidrostática para a superfície e fundo em período de vazante (inferiores) e enchente (superiores). A escala de cor representa a anomalia de salinidade em relação aos resultados da simulação não-hidrostática. Valores positivos indicam que a simulação não-hidrostática apresentou valores superiores aos da simulação hidrostática, e o oposto para os valores negativos.

3.2 Comparação com observações de salinidade e velocidade

Nesta seção apresenta-se a validação do modelo hidrodinâmico para as simulações usando o módulo não-hidrostático e o módulo hidrostático. Das duas simulações foram extraídas séries temporais de salinidade e velocidades de corrente no canal do estuário, no ponto da Estação de Praticagem. Os resultados das simulações e os valores observados são apresentados pela Figura 3.4.

O quadro superior da Figura 3.4 mostra os resultados para os valores de salinidade. Os valores de máximo e mínimo de salinidade registrados foram de 33 e 0 ups, respectivamente. Dentro desse período de 600 h ocorreram cinco eventos de forte estratificação vertical, associados à eventos de enchente provocados por ventos de sudeste ou sudoeste. As duas simulações foram capazes de repro-

duzir os principais padrões desses eventos. A diferença entre as duas simulações é mostrada pela linha vermelha ao longo do eixo zero, as maiores diferenças são observadas ao longo dos eventos de intensas correntes de enchente e vazante. Em média as diferenças de salinidade ocorrem em torno de ± 1 , com diferenças máximas de salinidade em cerca de ± 3 ups.

No quadro inferior da Figura 3.4 são mostrados os resultados para os valores de velocidade paralela ao canal. Valores positivos são orientados no sentido interior do estuário, enquanto valores negativos são orientados para o ambiente costeiro. Ambas as simulações apresentam oito oscilações entre regime de vazante e enchente. Velocidades mais intensas, tanto para enchente e vazante são em torno de 0.90 ms^{-1} em módulo, como ocorrido em 250 h e 350 h. A diferença média entre as simulações não-hidrostatica e hidrostática foi de aproximadamente 0.15 ms^{-1} (linha vermelha), mas com diferenças máximas chegando a valores de 0.30 ms^{-1} . Quando os resultados das simulações são comparados com os valores observados de salinidade e velocidade, o modelo hidrodinâmico se mostra capaz de reproduzir os ciclos de vazante e enchente.

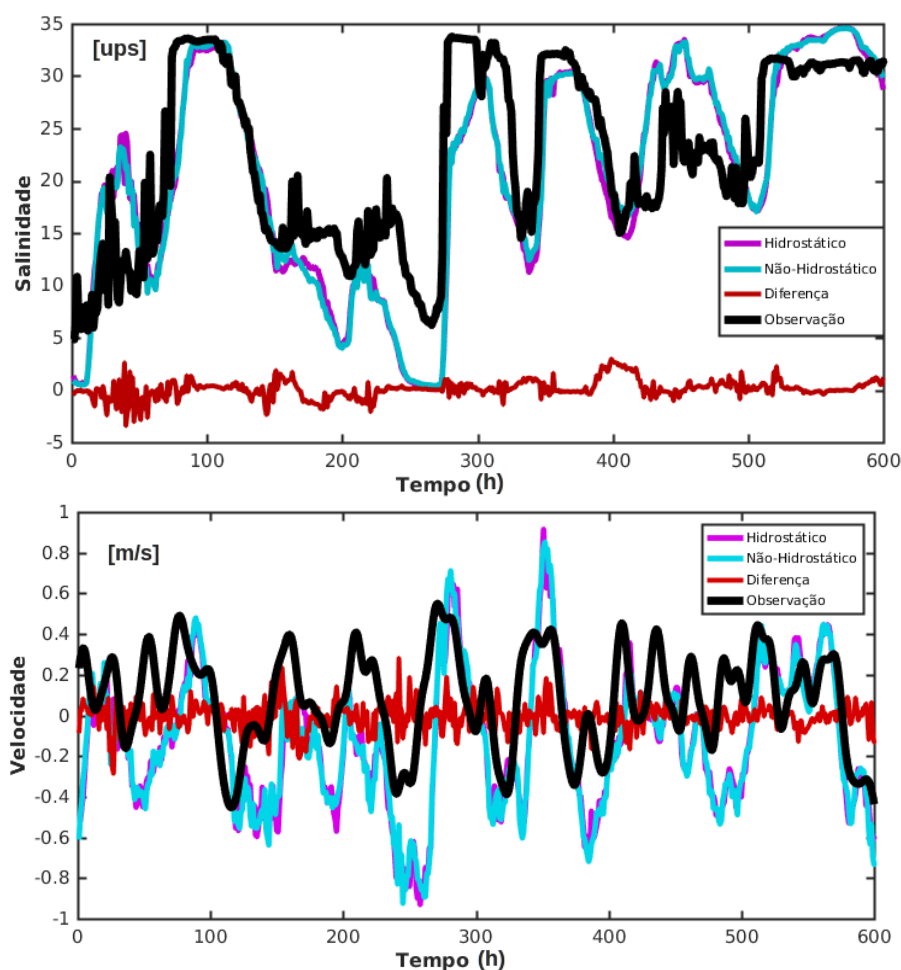


Figura 3.4: Séries temporais horárias dos valores de salinidade e velocidade paralela ao canal observados (linha preta) e simulados (linha azul e lilás). Para melhorar a visualização da diferença entre as simulações hidrostática e não-hidrostatica, é mostrado a diferença entre os dois resultados através da linha vermelha.

A Tabela 3.1 mostra os valores de erro quadrático médio (EQM), do coeficiente de correlação e do viés calculados para as duas simulações em relação aos dados observados. Os valores de EQM para a salinidade em ambas as simulações foram em torno de 6.0 ups. Entretanto, a simulação não-hidrostática apresentou uma melhora de 1.34% em relação à simulação hidrostática. O coeficiente de correlação ficou em torno de 0.80, com a simulação não-hidrostática apresentando um ganho de desempenho de 0.98%. Para o viés, ambas as simulações subestimaram as observações em torno de aproximadamente 1.50 ups, com a simulação não-hidrostática apresentando uma melhora de 6.57%. De forma geral, os três parâmetros mostraram que a simulação não-hidrostática apresenta um discreto ganho de performance referente à salinidade.

Para os resultados de velocidade de corrente, o EQM apresentou valores em torno de 0.30 ms^{-1} , com a simulação não-hidrostática apresentando uma melhora de cerca de 0.90%. Os valores do coeficiente de correlação foram aproximadamente 0.50, sendo que a simulação não-hidrostática apresentou uma diferença percentual de 4.41%. Para o valor de viés, ambas as simulações apresentaram valores em torno de 0.20 ms^{-1} , com a simulação não hidrostática apresentando uma perda de desempenho relativo em torno de 3.00%. De forma geral as duas simulações reproduzem o efeito líquido das correntes de vazante e enchente, entretanto os valores são superestimados em relação aos valores observados.

Tabela 3.1: Valores de avaliação das simulações para as variáveis de salinidade e velocidade.

Salinidade [ups]	Hidrostático	Não-Hidrostático	Diferença percentual
Erro Quadrático Médio	6,053	5,972	1,34%
Coeficiente de correlação	0,815	0,823	0,98%
Viés	-1,582	-1,478	6,57%
Velocidade [ms^{-1}]	Hidrostático	Não-Hidrostático	Diferença percentual
Erro Quadrático Médio	0,332	0,329	0,90%
Coeficiente de correlação	0,544	0,568	4,41%
Viés	-0,197	-0,203	-3,05%

Sumarizando, as duas simulações mostraram um desempenho razoável para as variáveis de salinidade e velocidade observadas em escala horária. Em termos de reproduzir corretamente a intensidade e periodicidade dos ciclos de vazante e enchente, a variável de velocidade mostrou um desempenho menor do que a variável de salinidade. Comparando os parâmetros entre as simulações não-hidrostática e hidrostática foi observado uma pequena diferença para valores percentuais positivos. Mesmo com um reduzido ganho de performance, o uso do módulo não-hidrostático representa

uma abordagem moderna e necessária para a simulação de ambientes sujeitos a intensos gradientes de densidade e cuja velocidade vertical é importante em processos de mistura e transporte.

A principal limitação identificada é associada ao uso de uma vazão subestimada, pois não foram incluídas informações de pequenos rios e a contribuição da precipitação. Em segundo plano, alguma variabilidade é perdida ao se usar dados de vento obtidos a partir de um produto de reanálise global, que tendem a não representar a variabilidade de alta intensidade observada nessa região.

3.3 Validação da elevação da superfície livre

A validação dos resultados de elevação da superfície livre foram realizadas usando a simulação de estudo de caso para o ano de 2012, ou seja, apenas uma simulação com o módulo não-hidroestático. A Figura 3.5 mostra as séries temporais de anomalia de elevação da superfície livre para três regiões da Lagoa dos Patos, ao longo do ano. As oscilações são caracterizadas por ciclos curtos de sete dias e por um padrão em escala mensal maior, como evidente em torno dos meses de Outubro à Dezembro. De fato, o ciclo mais curto é associado ao padrão de sobre-elevação causado pela ação do vento dentro do corpo lagunar (Csanady, 1973). Enquanto o padrão mais longo é associado ao regime de descarga dos rios usados como condições de contorno no interior da Lagoa dos Patos.

Na estação de Ipanema, a amplitude dos valores varia entre -30 cm e 100 cm, enquanto para as estações de Arambaré e São Lourenço os valores variam entre -20 cm e 40 cm. Quando comparado com as anomalias de nível observadas, o modelo demonstra boa correspondência de amplitudes ao longo de todo o período simulado. Em termos de cobertura temporal, existem lacunas presentes nos dados observados, mas de forma geral apresentam uma boa cobertura do período simulado.

A Tabela 3.2 apresenta os valores calculados para o EQM, o coeficiente de correlação e o viés para as três estações. A estação de São Lourenço apresenta o maior EQM relativo às demais estações, esta estação é a próxima da saída da Lagoa dos Patos, de forma que está potencialmente mais sujeita à variabilidade induzida por outros pequenos tributários não considerados nas condições de contorno. De forma geral o modelo hidrodinâmico se mostrou capaz de reproduzir a variabilidade de nível observada ao longo do corpo lagunar, associada a um bom desempenho conforme os parâmetros usados.

A boa correspondência entre os valores de anomalia de nível dos resultados do modelo e os observados são indicativos de que o padrão de transporte da lagoa encontra-se bem representado. Isto

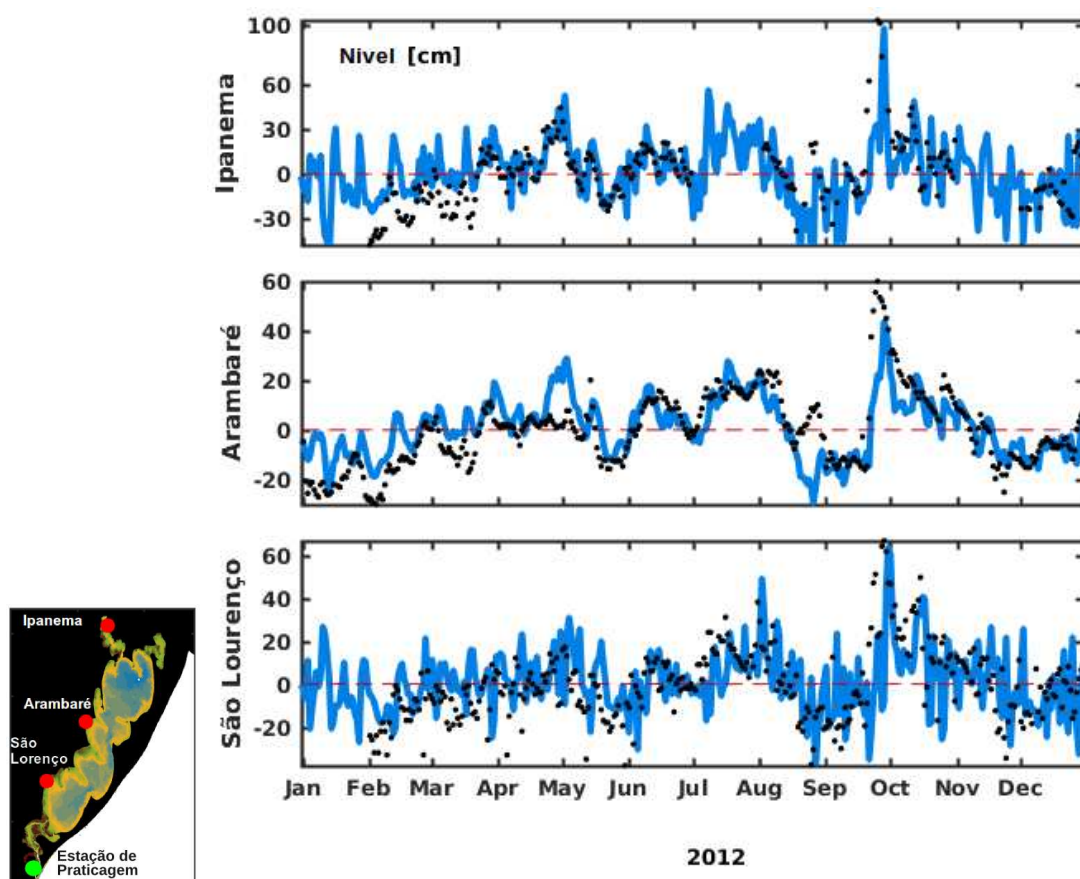


Figura 3.5: Séries temporais horárias dos valores de salinidade e velocidade observados (linha pontilhada preta) e simulados (linha azul e lilás). Para melhorar a visualização da diferença entre as simulações hidrostática e não-hidrostática, é mostrado a diferença entre os dois resultados pela através da linha vermelha.

Tabela 3.2: Valores de avaliação das simulações para a variável de anomalia de elevação de superfície livre.

Elevação de superfície livre [cm]	Ipanema	Arambaré	São Lourenço
Erro Quadrático Médio	15.26	17.12	18.68
Coefficiente de correlação	0,863	0,809	0,724
Viés	9.65	11.23	13.31

pois uma porção significativa da vazão da Lagoa dos Patos é controlada pelos gradientes de elevação de nível no interior do sistema (Moller et al., 1996). Entretanto existe uma certa limitação associada à qualidade dos dados de vazão e do produto de dados de vento.

3.4 Validação do campo da pluma através de sensores remotos

Durante o período de 01 de Janeiro a 29 de Fevereiro de 2011, foram obtidas duas imagens SAR em boas condições para identificação de frente da pluma. A Figura 3.6 mostra uma sequência de quadros identificando a frente da pluma nos resultados das simulações hidrostática e não-hidrostática,

com a sobreposição da frente da pluma rasterizada da correspondente imagem SAR. Nos quadros referentes ao campo de salinidade da pluma resultante dos modelos, a frente da pluma é identificada pelo limite de salinidade 26 ups. A simulação não-hidrostática apresentou uma área superficial de pluma maior do que a resultante do modelo hidrostático, em ambos os dias selecionados.

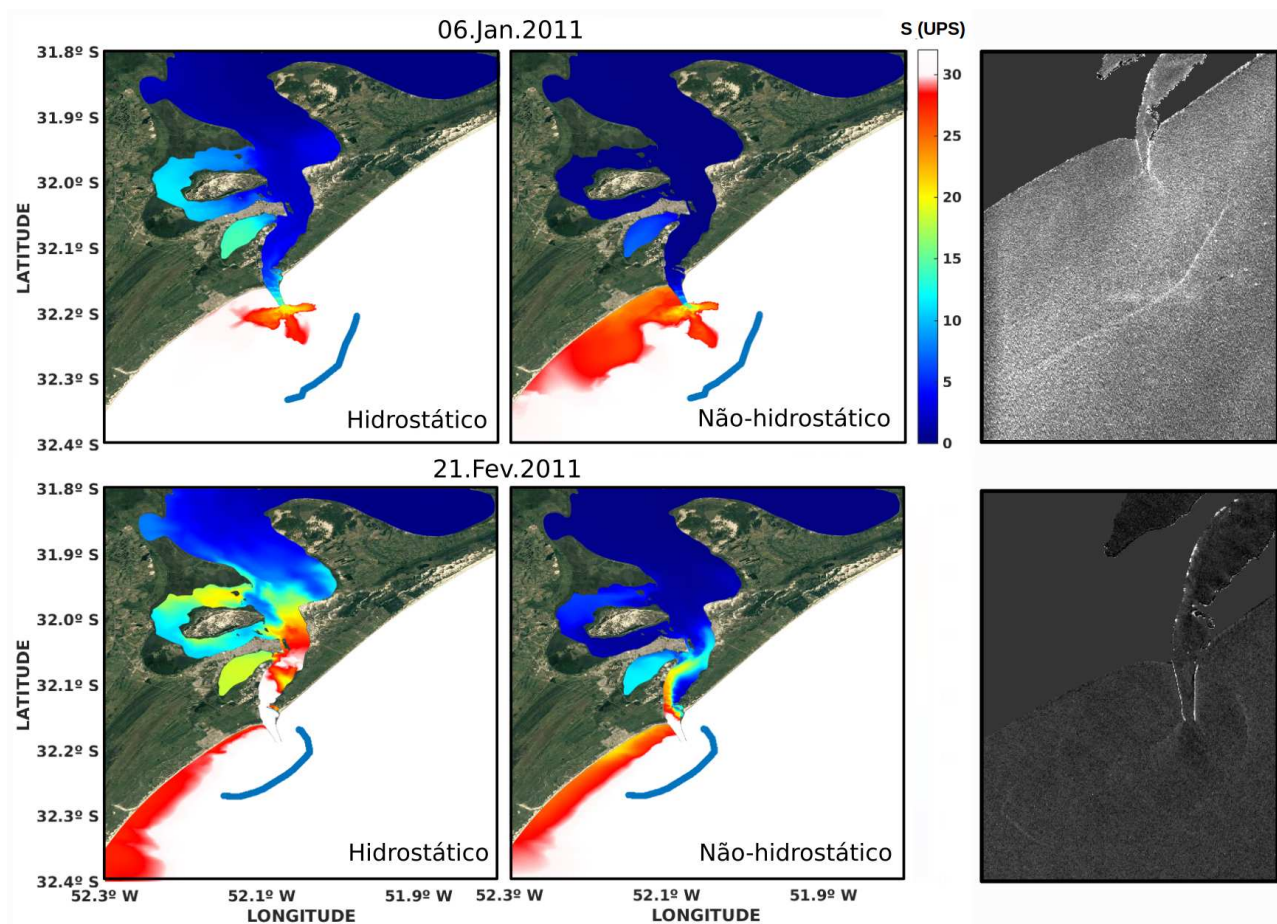


Figura 3.6: Campo de salinidade superficial resultante das simulações hidrostática e não-hidrostática para os dias 06 de Janeiro e 21 de Fevereiro. Sobreposto como uma linha azul, têm-se a feição associada à pluma costeira identificada nas imagens SAR.

Nas imagens SAR, a feição associada a pluma costeira é identificada por uma estreita linha com alto contraste de retroespalhamento. Essa linha após ser rasterizada e georreferenciada foi sobreposta ao resultado das duas simulações (linha azul). Para a imagem de 06 de Janeiro, a feição associada à pluma se encontra a uma maior distância da costa, quando comparada com a imagem do dia 21 de Fevereiro. Quando a posição da feição associada à pluma é comparada com o campo de salinidade da pluma das duas simulações, existe uma boa correlação entre a área da pluma com a distância da feição observada. Entretanto, não existe uma correspondência direta entre a posição da frente da pluma do modelo e a feição observada nas imagens do sensor remoto.

Esta discrepância pode ser explicada pelo fato da feição observada nas imagens SAR corresponder

à um padrão de retroespalhamento associado à interação do campo de correntes ao largo da pluma com as ondas do ambiente costeiro. De forma que, a feição observada não se sobreponha estritamente ao campo de massa específica da pluma, mas ao efeito do campo da pluma sobre a circulação costeira. O que não pode ser verificado em função da ausência de observações *in situ* que permitiriam validar as feições observadas nas imagens SAR.

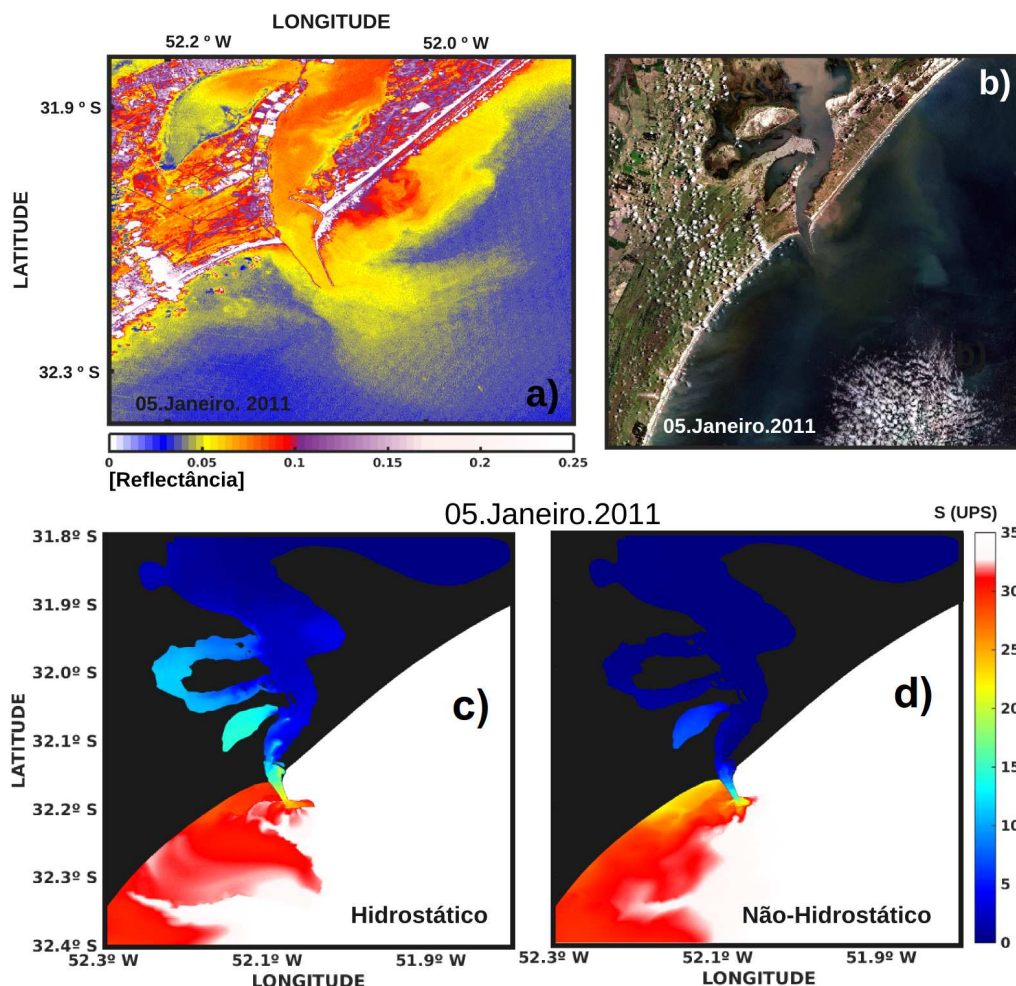


Figura 3.7: Imagem Landsat 7 da pluma da costeira da Lagoa dos Patos para o dia 05 de Janeiro no quadro comparada com os resultados das simulações hidrostática e não-hidrostática. O quadro a) mostra valores de reflectância para o canal 3 da imagem Landsat para destacar a pluma de sedimentos, enquanto o quadro b) mostra a composição em cores verdadeiras. O quadro c) apresenta os resultados das simulações hidrodinâmicas correspondente ao mesmo evento.

A Figura 3.7 mostra uma imagem do sensor Landsat 7 correspondente ao dia 05 de Janeiro de 2011, referente ao único período sem obstrução por nuvens. A pluma é observada se deslocando perpendicularmente à costa e sendo defletida para nordeste. Comparando com os resultados das duas simulações na Figura 3.6, obtêm-se uma boa correspondência em termos de área e direção de propagação da pluma. Como limitação, pode ser citado o fato das simulações não incluírem sedimentos como um traçador. Entretanto a correspondência entre a presença da pluma ser corretamente repro-

duzida, e em seguida sua área e sentido de propagação, são suficientes para validar os resultados das simulações em termos qualitativos.

Artigo I

Título: Residence Time patterns of lagrangian drifters at Mirim Lagoon, Brazil

Autores: Silva, D. V.; Oleinik, P. H.; Kirinus, E.; Costi, J.; Marques, W. C.

Revista: Environmental Earth Sciences

Residence Time patterns of lagrangian drifters at Mirim

Lagoon, Brazil

Silva, D. V.; Oleinik, P. H.; Costi, J.; Kirinus, E P; Marques, W. C.

Abstract

Mirim Lagoon (ML) is a large choked lagoon connected to the Patos Lagoon estuary and eventually to Mangueira Lake. Together, these water bodies form the most extensive lagoon system in South America. ML is a transboundary basin shared by Brazil and Uruguay that serves as a water reservoir, providing freshwater for public supply and agricultural activities. This work evaluated the transport patterns and residence time of ML using numerical simulations forced by time series of the tributaries' discharge and by reanalysis of atmospheric data. The results indicate a mean residence time of 180 days, and spatial and temporal variations of up to 100 days were presented. The discharge conditions and the wind regime are the causes of such high variability on the distribution of the residence time at Mirim Lagoon. This high variability indicates that specific periods are more susceptible to be impacted by exogenous contaminants.

4.1 Introduction

Coastal lagoons are important water resources, though they are severely impacted by anthropic activities due to their semiconfined circulation and the high sensitivity of their physical-chemical parameters (Angus, 2016; Brito et al., 2012; Grifoll et al., 2013). The circulation pattern variability of lagoons has consequences for water quality and other chemical characteristics of water (Ferrarin et al., 2014a). These characteristics are

reflected by the residence time (RT), which is the time scale required for the complete renewal of the volume of a water parcel of a reservoir (Takeoka, 1984). The RT is an integrative parameter that is useful for evaluating such information as pollutant impact (Patgaonkar et al., 2012), biological diversity patterns (Oliveira et al., 2006a; Kim et al., 2010) and hydrographic classification (Ferrarin et al., 2010).

There are distinct definitions and conceptual models for RT applicable to particular systems, for which specific theory simplifications are valid (Monsen et al., 2002). For a holistic description, RT quantifications must be obtained in a regionalized way through hydrodynamic simulations and by Eulerian or Lagrangian methods (Arega et al., 2008; Rueda et al., 2006; Oliveira et al., 2006b). These approaches allow evaluation of the spatial and temporal variability of RT , enabling the monitor of water quality in stagnant zones (Cucco e Umgiesser, 2006). Furthermore, the RT informs about the mixture scale and interconnections between different regions of a lagoon system, providing an extended classification of lagoon bodies (Ghezzi et al., 2015).

Environmental factors that affect circulation and geomorphological processes of lagoons, such as tributary discharge variability, weather conditions, and tidal regime (Bird, 1994), control their RT s. These factors are associated with the dimension scale of different basins, and they affect the length scale of the RT , which varies from hours to years (Umgiesser et al., 2014). For a single lagoon body, seasonal variability may cause substantial alterations in the spatial distribution of the RT , increasing or reducing the stagnation degree at different regions of the lagoon (Safak et al., 2015; Oliveira et al., 2006b).

Choked lagoons exhibit high RT due to their restrictive connection with the sea, commonly through a narrow inlet that is a few meters wide. Tidal currents are expressively damped by bottom friction, limiting the tidal influence to the nearby region of the lagoon's channel. Therefore, river discharge is the primary force controlling the fluxes between the lagoon and the sea ((Albrecht e Vennell, 2007). Particularly in microtidal environments, the low exchange rates through the inlet lead to nutrient and organic matter enrichment since these environments are exposed to reactions with sediment and benthic organisms for long periods (Roselli et al., 2009; Spagnoli et al., 2002).

Choked lagoons exhibit strong spatial gradients of RT , which increases with the distance from the inlet and decreases seaward, where gradients are associated with the distribution of species and sediment size (Ferrarin et al., 2014b; Nichols e Boon, 1994). Even for a system that exists with several features, the RT is well correlated with biogeochemical variables, enabling an understanding of other processes (Knoppers et al., 1991).

The objectives of this work are to estimate the spatial distribution and variability of RT of Mirim Lagoon (ML), located at the extreme south of Brazil, and to identify vulnerable regions to be impacted by pollutants. In recent years, the surrounding lagoons showed an increase in their eutrophication state (Rodríguez-Gallego et al., 2017), and recent monitoring also indicates that ML is suffering the same process. This work provides

insights into understanding the fate of materials that arrive at ML.

4.1.1 Study Area

ML is morphodynamically defined as a choked lagoon, presenting an average depth of 5 m. It has 180 km of extension along its central, northeast–southwest–oriented axis, which is nearly parallel to the most frequent wind direction. This lagoon receives the contributions of six hydrographic basins, whose areas sum to 51,959 km². ML connects to Patos Lagoon through the São Gonçalo Channel (SGC). During flooding events, ML can connect to Mangueira Lagoon through wetlands, forming the largest lagoon complex of South America (Kjerfve, 1986).

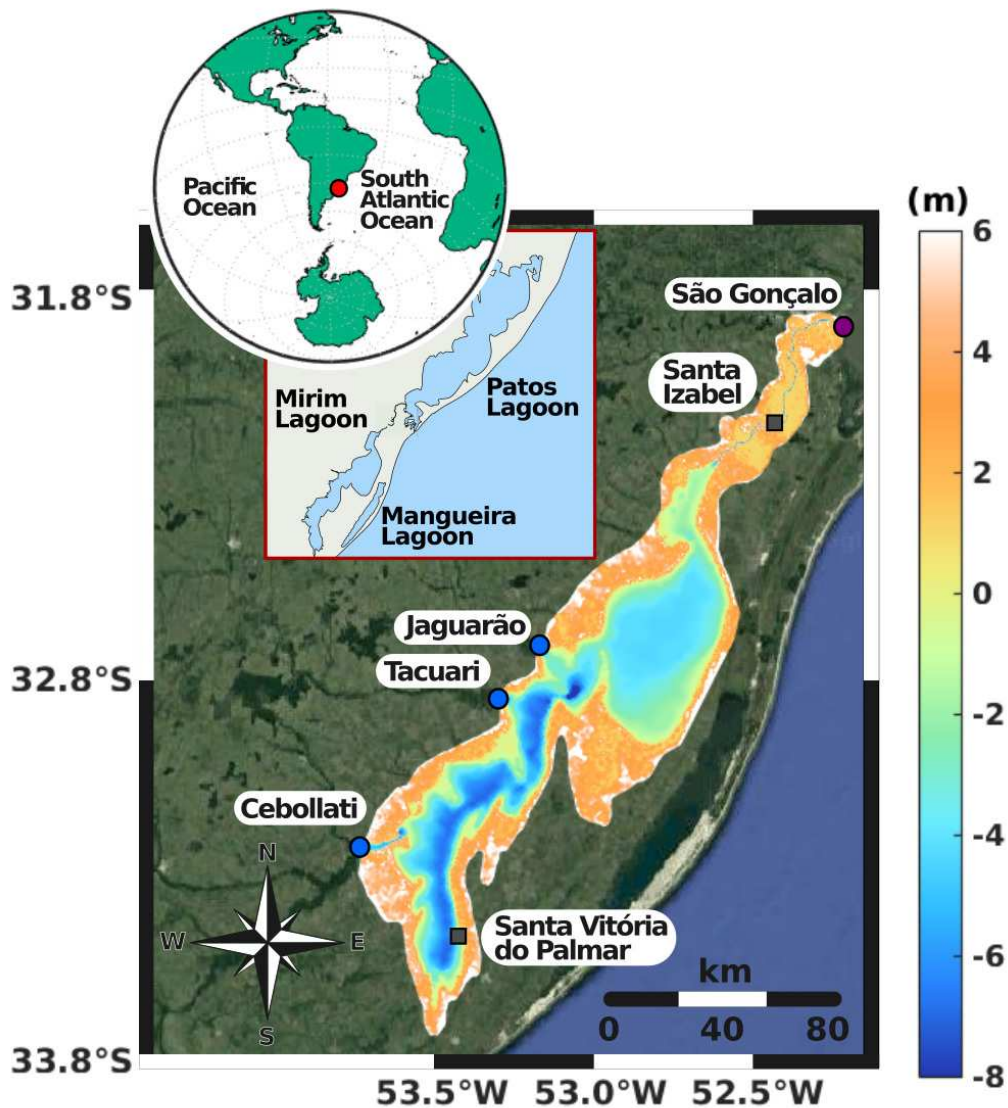


Figura 4.1: Bathymetry (negative values) and the floodplain's topography (positive values) of the study area and its location in South America. The circles mark the rivers used as boundary conditions (blue circles = discharge time series, magenta = level time series). The squares mark the locations where the observations of level used to validate the model were made.

Figure 4.1 shows the bathymetry and the floodplain's topography of the study area. The southern sector refers to the upstream of the Cebollati River (CB). The central sector is the area between the CB and the Jaguarão River (JG), and the northern sector is the area between the Tacuari River (TC) and the entrance of the SGC. These sectors present smaller embayments and sandy spurs that form constrictions along ML. The northern sector is the shallowest and widest, with depths approximately 3 m, while the southern and central sectors are deeper and narrower, with 8 m depths.

Wind direction and intensity are highly variable over the region. The most frequent wind directions are northeast, southeast and southwest. Northeast winds are related to the high-pressure center of the South Atlantic, while the southeast and southwest winds occur due to the passage of cold fronts (Stech e Lorenzetti, 1992). The El Niño/Southern Oscillation exerts important impacts on precipitation rates observed in the study region (Grimm e Saboia, 2015). Precipitation rates directly control the rivers' discharge in the region, with the highest discharges occurring in winter and spring, and they are modulated by the climatic modes (Mechoso e Iribarren, 1992). Observations of the last decades show that the ML levels present interannual oscillations of 6 to 8 years, in addition to an annual cycle characterized by negative level anomalies by February and positive anomalies by July (Hirata et al., 2010).

The continental shelf environment is influenced by the water masses of the Brazil and Malvinas Currents together with the freshwater discharge of the La Plata River (Castro e Miranda, 1998; Möller et al., 2008). The tidal range is approximately 0.50 m, suffering dumping through the Patos Lagoon inlet and its channel (Möller et al., 2007). Hence, the tidal influence on ML is negligible. According to Hirata et al. (2010), the intrusion of brackish water in ML was interrupted after the construction of a sluice gate in the northern sector of the SGC, resulting in a flow dynamically controlled by the rivers and the wind patterns.

4.2 Methods

4.2.1 Hydrodynamic model

The present work was developed using the two-dimensional hydrodynamic module TELEMAC-2D of the open TELEMAC–MASCARET¹ system (version v6p3). The model solves the Saint-Venant equations using a spatial discretization with finite elements. A full documentation of TELEMAC-2D is provided by Hervouet (2000); ?.

TELEMAC-2D solves an equation system for the free surface elevation and momentum quantity conservation, and it considers as sink terms the Coriolis force, the bottom friction and the atmospheric boundary terms.

¹www.opentelemac.org

The turbulence was parametrized with the $k - \epsilon$ model in order to solve the kinematic turbulent energy transport and the turbulent dissipation equations. This model was validated and calibrated using previous works on Patos Lagoon and the continental shelf of southern Brazil (Marques et al., 2009; Marques, 2012; Paula Kirinus e Marques, 2015).

The mesh was discretized with 63,401 nodes, with the spatial resolution ranging from 1,000 m to 30 m, which ensured the reproduction of the complex bathymetry of channels and coastline. Bathymetric information was obtained from nautical charts surveyed by the Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) of ML and the SGC (chart number B2200). Topographical data on the floodplain was obtained from the digital elevation model of the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (Farr et al., 2007) and through wetlands mapping using images from the ERS2 Synthetic Aperture RADAR sensor (Costi et al., 2016, 2018).

4.2.2 Boundary conditions and validation

Local measurements of river discharge were taken at the JG, the TC, and the CB (see Figure 4.1) by the National Water Agency (Agência Nacional de Águas — ANA), and the water level was recorded at the mouth of the SGC. These measurements were used to force the liquid boundaries of the numerical domain. A time series of three years (2000 – 2003) with daily resolution was available for weak La Niña conditions. The superficial boundary was forced by wind velocity, atmospheric pressure and air temperature data from the ERA-Interim reanalysis set, with six-hour temporal resolution (Dee et al., 2011).

The model was validated with water level measurements recorded at gauge stations located in the Santa Vitória do Palmar harbor (SVP) and the Santa Isabel harbor (SI) (see Figure 4.1). The surveys were carried out by the Lagoon Development Agency of the Universidade Federal de Pelotas. The performance of the simulation was evaluated through mean square error and bias between the simulated and observed water levels.

4.2.3 Numerical experiments

Three numerical simulations were performed to discriminate the effects of the discharge and wind forcing over the circulation of ML and thereafter to predict the main dynamic forcing acting over the study region. All simulations had durations of three years (after one year of spin up), and their settings are detailed in Table 4.1.

Tabela 4.1: Settings of the numerical experiments

Experiment	Discharge	Water Level	Wind
SIM1	Yes	Yes	Yes
SIM2	Yes	Yes	No
SIM3	No	No	Yes

The simulation SIM1 (Table 4.1) represents the full forcing scenario for ML, with prescribed discharge and wind. The discharge effect was evaluated by SIM2, which was run without the influence of the wind. The wind-driven circulation was evaluated by the SIM3 experiment, simulated without the inclusion of the time series of the rivers. For the validation, only the SIM1 scenario was used.

Despite decadal modes of variability that influence the region of study (El Niño and La Niña events), the numerical experiments were focused only on the intra-annual variability, since the evaluation of decadal modes requires longer simulations and boundary conditions derived from regionalized climatic models (?).

4.2.4 Validation of the hydrodynamic model

As the ML bathymetry and the water level gauges of SI and SVP harbors are not referenced to the same vertical *datum*, the validation of the results was made by removing the global mean from the level observations and the model results.

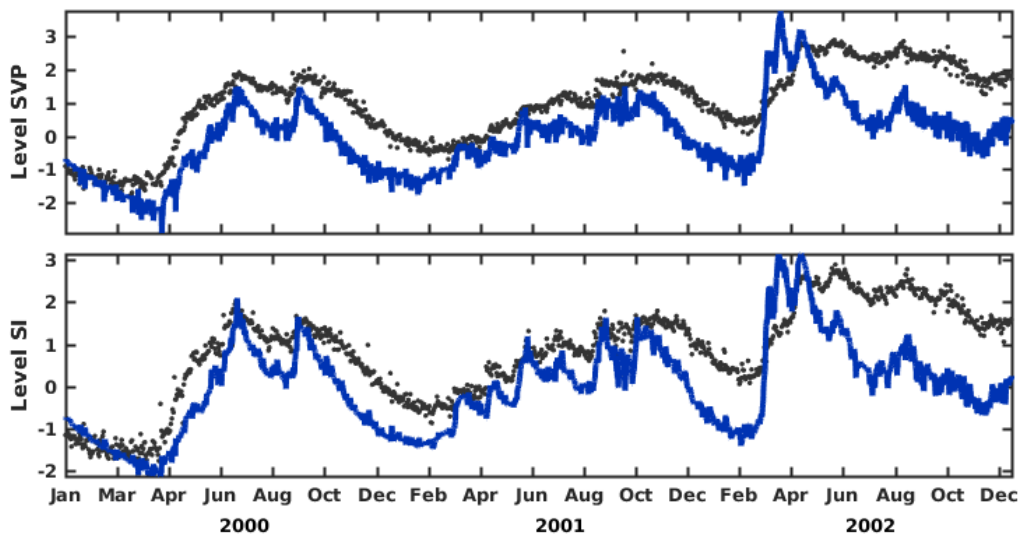


Figura 4.2: Model results (blue line) and observations (gray dots) for the water level (m) anomalies at SI and SVP harbors.

For the three years of simulation, TELEMAC-2D was able to represent properly the seasonal pattern of the water level at the two harbors. The mean square error for all simulations was 1.07 m, and the bias was -0.82 m, showing that the model underestimates the values (bias < 0). The best performance occurred for the year 2001, which was chosen for the *RT* estimation: this year showed the best correspondence of the estimated and observed fluxes at the SGC.

4.2.5 Drifters and Residence Time

The drifter module was based on the release of simulated Lagrangian passive tracers. The evolution of the simulated drifter trajectory was made by integrating the velocities from the hydrodynamic model results at each time step. The velocities of the surrounding nodes around the simulated drifters were interpolated using distance as weights. A restriction for the drifts was imposed in the Lagrangian module, meaning that no drift can cross the boundary of the mesh, except towards the SGC mouth. Similar approaches were applied and discussed by Monsen et al. (2002); Cucco e Umgiesser (2015).

At the beginning of each month over the year 2001, 3,500 simulated drifters were regularly scattered inside of ML, with each drifter corresponding to an area of $1,000 \text{ m}^2$, enabling the sampling of the smaller embayments of ML. Figure 4.3 shows the episodes of releases and the state of the boundary conditions for the period studied.

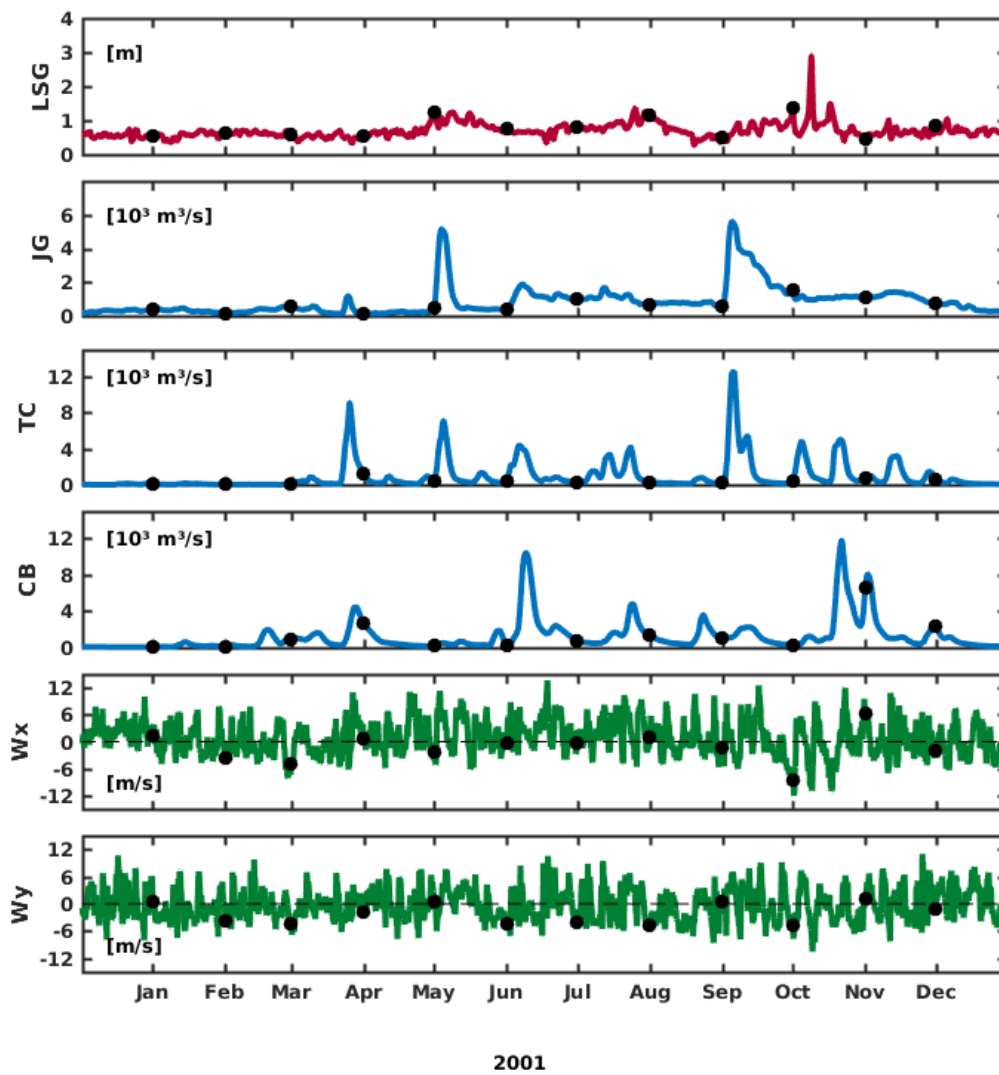


Figura 4.3: Details of the boundary conditions for the year 2001. The black circles mark the moments of drift release. The solid red line is the water level (m) at the mouth of the SGC. The solid blue lines are the discharges ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$) of the rivers, and the solid green line is the wind velocity (m/s)

With respect to SLG water levels, almost all drifter releases occurred with levels of approximately 1 m,

except for the period of October, in which the water level was higher than 2 m. Additionally, river discharges on the tributaries presented low flow of approximately $2 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, with noticeable peak flows at spring and autumn.

With respect to the simulated drifters, low discharge dominates the release events, except for April ($3.10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ CB and $2.10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ at TC) and November ($8.10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ at CB). Despite the wind direction oscillation, the releases started mostly during north quadrant winds.

Thus, the RT used in this work is the transit time definition, valid for environments that do not have significant tidal floods (Monsen et al., 2002). Another parameter calculated was the hydraulic efficiency (HE), which measures the degree of stagnation of ML (Thackston et al., 1987). HE was then calculated by the ratio between RT and the flushing time (FT), according to Equation 4.1:

$$HE = \frac{RT}{FT} \quad (4.1)$$

where $FT = VQ^{-1}$, V is the total volume of the ML basin, and Q is the liquid discharge of the system. HE in this equation relates to the rest through a contrasting comparison: the higher its value, the lesser will be the basin mixture and its renewal compared to the theoretical value of FT . Q was calculated by the model results at the SGC. Additionally, HE was calculated for every simulated drift, with averages measured for individual sectors of ML at every monthly release event.

4.3 Results

4.3.1 Transport patterns

In this section, we discuss the average trajectory pattern of the simulated drifters of each numerical experiment. The evolution of the simulated drifters for the experiments SIM1 and SIM2 are directly compared for 257 days, which shows all particles released at ML until this time. For the SIM3 experiment, only a selection of simulated drifters can show better visualization for 56 days. The transport pattern is highlighted by the river discharge and wind forcing variability.

To represent the distribution of the simulated drifters, the experiments are divided into three rows in Figure 4.4, which present the locations of the simulated drifters in February, June, and September of 2001. Regarding the events' dynamic conditions, the February event is preceded by a low discharge, consequently affecting the simulated drifter's transport in a flow condition with a discharge on the order of $10^3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Figure 4.3). For the June event, the simulated drifters are transported for longer distances from the CB and TC rivers due to

discharges on the order of $10 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Another discharge peak in September, at both TC and JG rivers, causes a prominent spread of the simulated drifters at the TC river position. Furthermore, at the central sector occurs a longer retention of the simulated drifters. The simulated drifters are predominantly transported away from the west margin of ML, with the major pathway being northward through the east margin.

With regard to the scenario without wind influence (SIM2), the results are similar to those of the SIM1 experiment. Dynamically coherent advection patterns are presented in SIM2 (Figure 4.4, the second row). However, the southern sector presents higher retention of the simulated drifters. Another contrast with the SIM1 experiment is the higher transport of simulated drifters towards the east margin, a result of the wind forcing absence.

The last scenario (SIM3) relies only on wind forcing over the flow of ML. The transport pattern is shown in the third row of Figure 4.4. For better visualization, the trajectory evolution is presented only for an assortment of simulated drifters over 56 days. Otherwise, the spread pattern would not be distinguished. The transport is characterized by gyres and by the short oscillations of the longitudinal currents in response to the wind. The main distinction from other experiments is the circulation's inability to promote transport between both sectors and towards the SGC entrance due to the wind direction's wide range of variability and the restrictions of the width of the channel of ML.

4.3.2 Residence time patterns

This section presents the *RT* for each of the monthly simulated drifter's releases for the SIM1 and SIM2 experiments. Advection of the simulated drifters out of ML did not occur in the SIM3 experiment, preventing the quantification of *RT* for this scenario. The color scale of Figures 4.5 and 4.6 represents the *RT* on the scale of days (referenced to the first day of each month), and it was used to print each simulated drift with the corresponding value of its exit through SGC's mouth.

For the SIM1 experiment (Figure 4.5), *RT* varies along the longitudinal axis of the lagoon, with higher values at the southern sector (> 250 days) and shorter values at the northern sector (< 100 days). The west margin of ML presents a shorter *RT* than that of the east margin, mainly in the northern sector, due to the locations of the river flows. Each release shows different distributions in the values of the *RT*, with variations of 100 days in some regions.

The releases of January, February, March, and December have higher *RT*s, with the northern sector reaching values on the order of 150 days, double the value of the remaining months of the year. With regard to the months with discharge peaks, the *RT* in the southern sector is 150 days higher than that in the lower discharge periods, while the northern sector presents values of *RT* of 80 days, with the releases in September

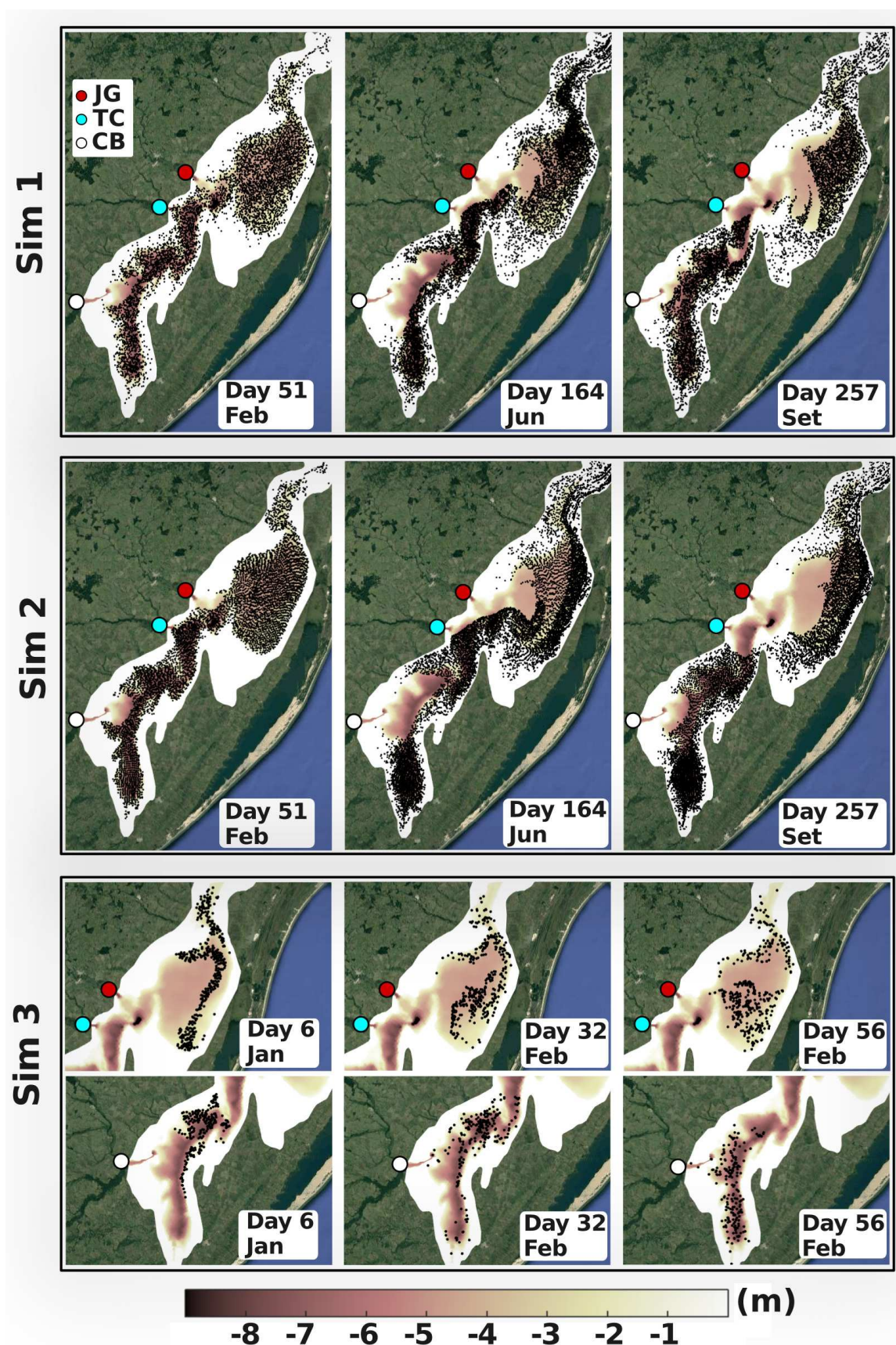


Figura 4.4: Snapshots of simulated drifter positions at different periods for the three experiments. The first row shows the results of the SIM1 experiment in February, June, and September. Similarly, the results of the SIM2 experiment are shown in the second row. The trajectory evolution of a selection of simulated drifters of the SIM3 experiment is shown in the third row, split for the southern and northern sector.

and November having the lowest values of RT , approximately 50 days.

The RT distribution for the SIM2 experiment is shown in Figure 4.6. The RT values are higher, and they have a distribution that is more uniform than that of experiment SIM1. However, in the southern sector, a majority of simulated drifters upstream of the CB were retained over periods of nearly 350 days. The northern sector presents values of RT that are lower than those in the SIM1 experiment (< 100 days), and the gradients of the values between the west and east margins are absent. The effect of discharge peaks on the RT is clear in experiment SIM2, with variations superior to 100 days along the central and northern sectors. In the vicinity of the river channels of TC and JG, the drifters are slightly retained by the backwater effect of the discharge peaks of these rivers.

In addition to the residence time analysis, a hydraulic efficiency (HE) analysis was performed. In Figure 4.7, the HE is shown for the whole ML and its sectors. The HE for the entire lagoon is 0.24, with variations of 0.19 throughout the year. The highest value occurs in January ($HE = 0.37$), followed by a decrease until May and, and it remains at approximately 0.17 until November. However, in March the HE value is slightly enhanced with respect to the fall trend of the year.

The three sectors show distinct values of HE , decreasing along the year. The southern sector has higher values of HE (>0.40), with a maximum of 0.62 in January and March, in opposition to its minimum value of 0.40 in October and December. The central sector has values ranging from 0.16 0.38 in June plus October and January, respectively, while a peak of 0.32 is observed in May. The northern sector has lower values, with a maximum of 0.25 in January and a minimum of 0.08 between June and November, increasing only in December.

4.4 Discussion

4.4.1 High and low discharge events

The location of the rivers at the ML basin and the discharge variability are the main factors controlling the transport pattern (Huang e Spaulding, 2002). Due to the river location at the west margin, drifters are advected towards the east margin following the convergence modulated by the magnitude of the discharges [Figure 4.5 frames a) and b) at June and September], similar to the results found by Canu et al. (2012) for Venice Lagoon. The discharge effect of multiple rivers over the transport of tracers was studied by Dumas et al. (2009), who found that differences of up to 50% of the water circulation time correlated with the discharge. Since there is no significant influence of the tides, the same was determined by Dumas et al. (2009): the rivers streams and its distribution at ML are the primary factors that regulate the RT .

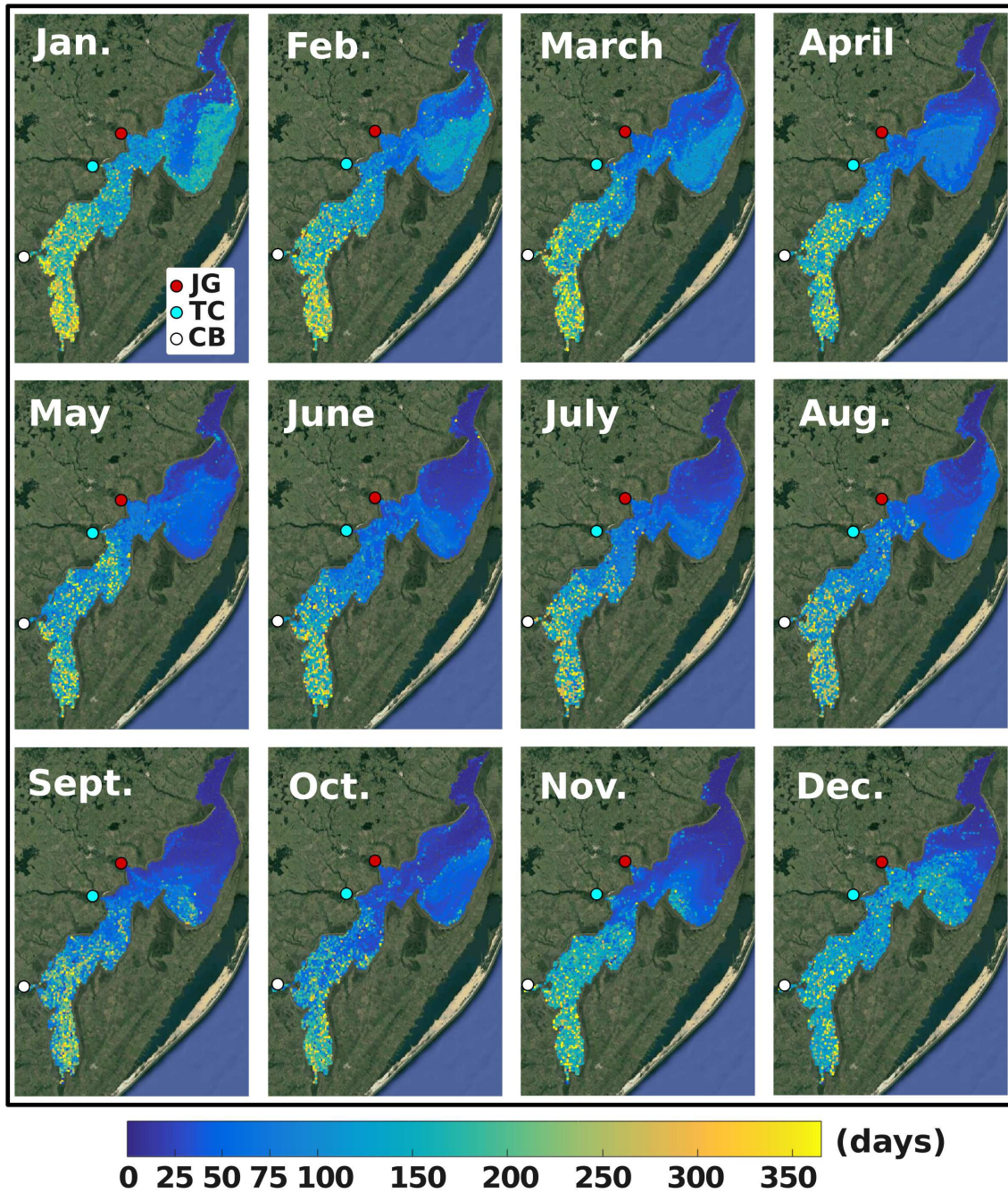


Figura 4.5: The *RT* distribution of ML for all months of 2001 calculated for the results of experiment SIM1. The color scale of the *RT* represents the time in days expended between the release and the exit from ML for each simulated drift. Each subfigure shows the *RT* for all particles released in the specified month.

Although the discharge peaks have enhanced transport, they negatively affected the retention at the southern and central sectors at the same time. The results of experiment SIM2 showed that regions upstream of the CB and TC rivers suffered constrictions, decreasing the advection of drifters due to the backwater effect caused by the confluence of the high discharge and causing convergence upstream and acceleration of the flow downstream (Bradbrook et al., 2000; Leite Ribeiro et al., 2012). Additionally, Figure 4.5 shows that the discharge peaks of the CB and TC rivers increase the retention of simulated drifters in the southern and central sectors (experiment SIM2). When the discharge is low (February), the convergence of drifters upstream is less intense, and the

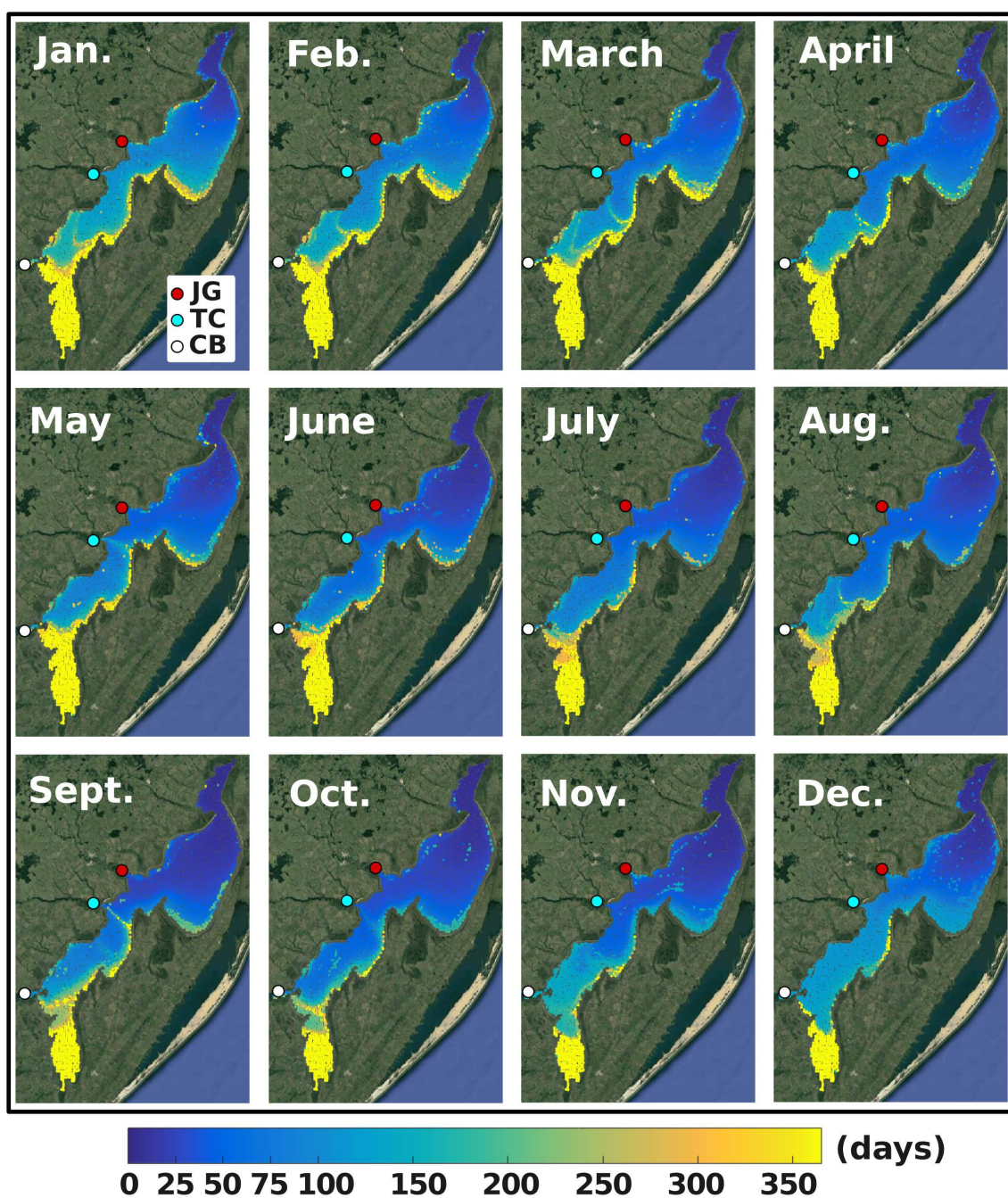


Figura 4.6: The RT distribution for the results of experiment SIM2, the same as Figure 5.

transport through the central sector is more efficient.

This pattern of transport is verified in the SIM1 and SIM2 experiments, indicating that the discharge effect prevails over circulation induced by the wind, as expected for a system with large discharge fluctuations (Webb e Marr, 2016). The difference between these experimental results demonstrates that ML displays the behavior of a river, since the transport pattern is not subject to astronomical and meteorological tidal effects (Wan et al., 2013).

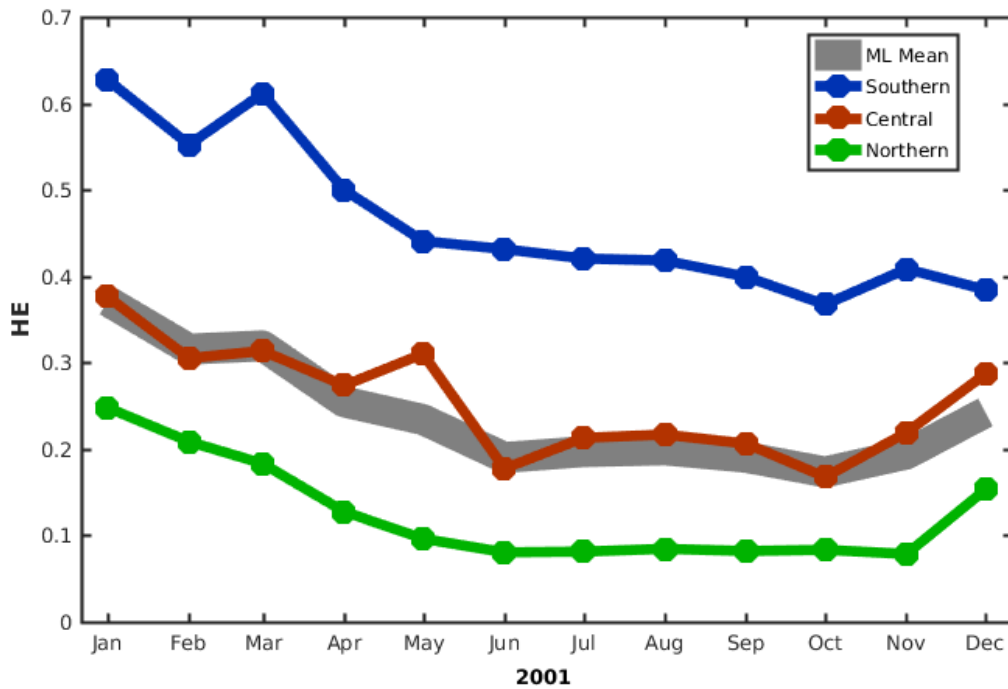


Figura 4.7: The monthly values of the HE for the role ML and for its individuals sectors. Southern sector = blue line, central sector = green, northern sector = orange, and role ML = gray.

4.4.2 Wind oscillations

Numerical experimental results showed that the advection caused by the wind is less intense than that caused by the discharge. The main circulation pattern generated by wind forcing is the formation of gyres in the ML sectors, a transport associated with the wind setup. The high wind variability added to the shallow depth of ML inhibit the formation of strong barotropic gradients (Csanady, 1973), which make the circulation pattern modulate frequently. The transports are efficient inside the sectors of ML, but they have few contributions to advection of the simulated drifters for longer distances between different sectors. Similar results were found by Safak et al. (2015), showing that the wind effect over the RT of several coastal lagoons of the North Atlantic is important only in regions closer to the inlet.

The results from the SIM1 and SIM2 experiments indicate that the wind reduces the convergence and retention caused by the discharge peaks (Figure 4.4, first and second rows). In events of high discharge, the wind is capable of decreasing the stagnation of simulated drifters in the southern sector, due to the slight change in residual currents, as reported in other regions (Meyers e Luther, 2008; Meyers et al., 2007). At the northern sector, the number of simulated drifters that remain on the east margin is smaller in experiment SIM1 (see June and September in Figure 4.4). Additionally, a transport increase happens on the west margin towards the SGC entrance. The circulation response to the wind is through the establishment of circulation cells, comparable to the wind-induced Patos Lagoon circulation (Möller et al., 2001).

Experiment SIM3 is characterized by a seiches circulation, with the formation of gyres at various locations

of ML and transports of short duration along the north-south and east-west basin orientation, a pattern closely associated with the topography (Orfila et al., 2005). The main gyre is located at the east margin of the northern sector, where the drifters are captured (third row of the Figure 4.4). They recirculate in its interior, which is able to retain drifters for a period longer than 120 days in the SIM3 scenario. Out of the zone of the gyres, the simulated drifters move mainly along the north-south and the east-west axis. However, the flow oscillations are insufficient to cause net transport for long distances. The wind-driven circulation promotes transport only inside of each sector (as seen in the third row of Figure 4.4), with simulated drifts rarely being advected beyond the sector of its release, a topographically imposed restriction (Kämpf e Ellis, 2014).

Thus, the wind contributes to the modulation of the transport of modulated drifters inside of each sector of ML, acting to reduce the RT of isolated regions. At the same time, the gyres enhance the stagnation and increase the RT , as reported in other coastal systems influenced mainly by wind forcing (Tartinville et al., 1997; Buffoni et al., 1997).

4.4.3 Variability of the residence time

The 12 events of simulated drifter release show temporal and spatial variations in the distribution of the RT . The major difference is associated with the events of high discharge and the gyres previously discussed. The RT distributions for SIM1 and SIM2 experiments (Figures 4.5 and 4.6) indicate that the discharge is the main factor controlling the RT in ML. Throughout the months, the RT from simulation SIM2 responds to the discharge in two ways: enhancing transport towards the SGC and causing retention by the backwater effect from the confluence of the discharge of the rivers. The role of wind is highlighted by the SIM1 experiment, in which the RT values decrease mainly in the southern sector. The northern sector has a gradient of RT between the west and east margins, similar to that documented in the Faro Lagoon at the Mediterranean Sea (Ferrarin et al., 2013). The gyre in the northern sector is formed by the wind pattern, and it is a frequent feature, with more intense currents during the spring and summer.

The HE values for each sector allow the measurement of the discharge effect over the RT . The gradual increase of the discharge along the year decreases the HE . However, peak values of HE at the southern (March) and central (May) sectors occur due to a high discharge of the CB and TC rivers. As the northern sector is located upstream, this sector suffers less from retention and exhibits an HE stability pattern in the second half of the year (see Figure 4.7). The mean values of HE for the southern, central and northern sectors are 0.12, 0.25, and 0.46, respectively (Figure 4.8), which are due to the distance from the SGC entrance, in addition to the backwater effect and the north gyre's influence. This pattern is similar to other coastal systems with restricted access to the open sea (Sámano et al., 2012; Ferrarin et al., 2010). When the values of HE and

RT are compared with values from other choked lagoons, ML presents an RT scale comparable to those of Varano and Lesina lagoons (Italy), while the mean HE value is similar to Cabras Lagoon (Italy) (Umgiesser et al., 2014).

Figure 4.8 summarizes the main patterns of ML transport that control the RT . Strong convergence is caused by river discharge in the east margin, advecting the drifters away from the west margin. In the northern sector, the gyre retains and recirculates drifters for several days more than the surrounding areas. The transport generated by the wind is highly variable and intermittent, and the effect of the wind-driven flows on the RT is mainly the formation of recirculating cells and short transport periods at the interiors of the ML sectors distant from the rivers. Fiandrino et al. (2017) found similar behavior in the circulation of the Bages-Sigean choked lagoon, France, a smaller system but with a similar shape to ML.

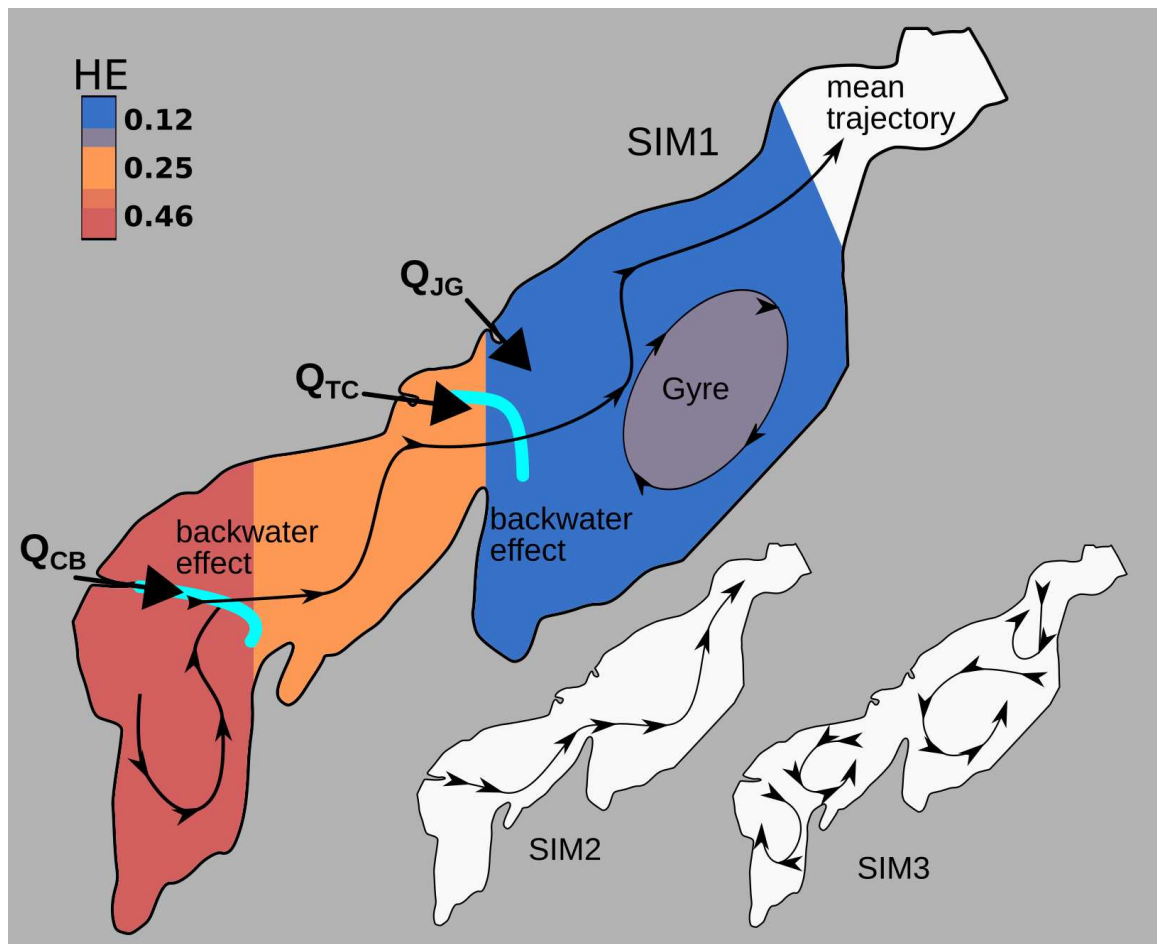


Figura 4.8: Main transport pattern representation of the ML RT for the three simulations. The gray line is the average pathway for the simulated drifters, and the blue, orange and green colors are the averages of HE for the individuals sectors.

The estimates for the RT of Mirim Lagoon in this work are overestimates, since other processes were not represented by the hydrodynamic model. Some processes such as percolation, underground flows and exchanges with surrounding water bodies have been poorly studied in this region, which prevents inclusion of

these processes in simulations. The RT patterns of Mirim Lagoon suggest that this system is subject to a high risk associated with eutrophication and accumulation of pollutants due its limited water renewal capacity (Brito et al., 2012). The heterogeneity of RT observed in our results points to the southern sector being the most relatively stagnant region of Mirim Lagoon. However, in terms of variability, the northern sector also presents events with relatively higher values of RT . The upstream region (southern sector) presents conditions favorable to chronic water quality issues (Rodríguez-Gallego et al., 2017), while the downstream region (northeastern sector) presents events in which the retention is enhanced by the circulation's variability. In summary, these regions are at risk of being impacted by a wide range of pollutants, since the values of RT favor the exchange of pollutants from the water to other compartments, such as sediments and biota (Roselli et al., 2009).

4.5 Conclusions

The transport pattern of ML is controlled first by the riverine discharge and second, by the wind. The discharge carries the drifters further, from the west margin to the east margin, when the high discharge causes retention upstream. The wind contribution to the transport is through the wind setup and the level gradients because the wind-driven circulation is highly variable along the north-south and the east-west axes, acting on the recirculation of individual sectors. Wind forcing also produces gyres, mainly in the northern sector, creating high retention at specific periods.

In the southern sector, an RT higher than 200 days is observed, while the mean RT of all ML is on the order of 180 days, in opposition to the northern sector, which has an RT of less than 100 days. Due to the rivers' location, the west margin presents lower RT values than those of the east margin, mainly in the northern sector, due to the combined effects of the gyre with discharge. Releasing drifters at 12 events throughout the year delivered distinct patterns of distribution for RT . The high discharge events caused the decrease of the RT downstream, with differences of 100 days for the same region, while in the upstream region, the high discharge causes an increase in the RT . The formation of the gyre in the northern sector causes an increase in the RT of up to 100 days when compared with episodes where the gyre is less intense, during the summer months. This gyre creates a strong gradient of RT values between the west and east margins.

The Mirim Lagoon residence time spatial and temporal variation for 2001 was marked by expressive ranges, up to twice the time. The basin geometry, river locations, discharge oscillations and the wind are highly synergistic in the control of the RT , due to the control of the retention of the water at a specific sector. Our results show that the same region can present distinct values of RT because of the pattern change in circulation. This outcome highlights the need for simulations with longer periods to assess critical regions for vulnerability to pollutants and eutrophication. Overall, the southern sector presents a lower renewal capacity, which can

enhance water quality issues in a long-term scenario, while the northern sector presents periods with relatively higher stagnation due to the gyre circulation pattern in this region.

The limitations of this work are the lack of *in situ* observations from currents and hydrological data to validate and perform longer simulations. Additionally, the water level and flood oscillations of the surrounding water bodies and their fluxes to ML are not included. For ML, the RT is calculated for a year, and future studies of the interannual patterns of the RT require longer simulation periods and the inclusion of the domain of the adjacent lagoons and continental shelf environment. In summary, our findings provide useful information on the transport and spread of materials delivered to ML.

Artigo II

Título: Variability of the Spreading of the Patos Lagoon Plume Using Numerical Drifters

Autores: Silva, D. V.; Oleinik, P. H.; Costi, J.; Kirinus, E. P; Marques, W. C.; Moller, O.

Revista: Continental Shelf Research

Variability of the Spreading of the Patos Lagoon Plume Using Numerical Drifters

Silva, D. V.; Oleinik, P. H.; Costi, J.; Kirinus, E. P.; Marques, W. C.; Moller, O.

Abstract

The Patos Lagoon coastal plume is a small-scale outflow that is strongly controlled by meteorological tides. However, the riverine discharge of the lagoon is subject to high decadal variability. Hence, the discharge amount alters the scale of this coastal plume and its effects over the inner shelf environment. This study uses hydrodynamic simulations and a Lagrangian module to estimate the spreading of the plume under two different discharge conditions. Through scale parameters, we characterized the contrasts between high discharge and low discharge years. During a strong discharge regime, the width and thickness of the plume are enhanced, and the inertial processes increase against the frictional effect of the wind. The consequences of these differences include higher values of alongshore and cross-shore spreading of the drifters for the strong discharge regime. These findings indicate that under similar wind conditions, different amounts of riverine discharges alter the extent to which the material delivered by the plume can spread over the inner continental shelf.

5.1 Introduction

A considerable amount of the global precipitation over the continents is delivered by rivers to the oceans through coastal plumes (Trenberth et al., 2007). The transport and mixing of the material delivered by rivers to the deep ocean is strongly influenced by plume structure (Sharples et al., 2016). Coastal plumes have diverse

scales and structures; large-scale plumes can extend beyond the continental shelf and affect mesoscale processes due to superficial stratification (Vizy e Cook, 2010), while small scale plumes have a significant role on the transport of sediments and organic matter at the internal shelf and coastal zones due to mixing and straining processes (Milliman e Syvitski, 1992; Wheatcroft et al., 2010; Marques et al., 2010a). The diversity of coastal plumes is more extensively studied by the use of numerical simulations, thus enabling the characterization of the main physical forcings of plume dynamics (Garvine, 1995).

In the inner shelf environment, the variability of the spreading of small coastal plumes is subjected to ambient currents, tides, Coriolis force, wind and river discharge (Horner-Devine et al., 2015; O'Donnell et al., 2008). Winds and Coriolis parameter are major mechanisms on the far-field (inner and outer shelf) (Marques et al., 2009), while in the near-field (adjacent region to the river mouth), buoyancy and tides are more important (Hetland, 2005). The near-field has asupercritical flow condition and is where the bulk turbulent dissipation and dilution of the plume occurs (Yankovsky e Chapman, 1997; Yuan e Horner-Devine, 2013). Turbulent dissipation is linked to the lateral spreading of plumes, consequently modifying plume thickness along the plume field (Jurisa et al., 2016). An experimental study conducted by Yuan e Horner-Devine (2013) showed that lateral spreading does not impact local mixing, but spreading can increase the area of the subsurface interface, which is responsible for enhancing mixing processes.

For small coastal plumes, the structure field is determined by the outflow jet containing riverine discharge (Warrick et al., 2007). Oscillations of atmospheric systems are associated with precipitation and the wind field, which control the variability of the plume field (Ostrander et al., 2008). Precipitation is linked to riverine discharge and directly controls plume width in addition to the amounts of sediments transported seaward (Milliman e Syvitski, 1992; Wheatcroft et al., 2010). Wind direction and intensity induce upwelling or downwelling, which widen or narrow plumes, respectively (Pimenta e Kirwan Jr, 2014; Suanda et al., 2016). For a small scale plume, Zhao et al. (2018) showed an interplay between the wind and buoyancy forcing mechanisms, such that the behavior of the circulation of the plume is associated with the dominance of wind-induced currents over the baroclinic pressure gradient and vice versa.

Estimates of coastal plume spreading generally are studied by using numerical hydrodynamic simulations, field measurements and remote sensing (Orton e Jay, 2005), although *in situ* investigations are limited by higher spatial plume variability in addition to the costs involved in cruise campaigns (Kilcher et al., 2012). Hence, the circulations of coastal plumes are mostly investigated by numerical models (Rong et al., 2014).

In this study, we investigate the effects of the Patos Lagoon Plume, a small buoyant plume located at the Southern Brazilian Continental Shelf, on the spreading of drifters released at the mouth of the lagoon in two distinct discharge regimes. The aim of this study is to characterize the plume effects on the advection and

spreading of daily drifter clusters released along one year by conducting two simulations occurring in high and low discharge regimes.

This paper is organized as follows. Section 2 describes the numerical model, including numerical experiments and an explanation of the plume scale parameters. Section 3 presents results regarding the plume structure and its spreading rate. The results and discussion are presented in Section 4. Finally, Section 5 presents the main conclusions of this work.

5.1.1 Study Area

The Patos Lagoon coastal plume (Figure 5.1) is the second major source of low salinity gradients on the Southern Brazilian Shelf, after the La Plata river (Zavialov et al., 2002; Burrage et al., 2008). The plume is formed by the freshwater discharge of the entire lagoon system that passes through a 4-km-long by 600-m-wide jetty mouth into the coastal zone. Its flow is mainly controlled by meteorological tides, in opposition to its astronomical tide range of only 0.50 m, being subject to progressive dumping across the estuary's channel (Möller et al., 2001, 2007).

The meteorological tide mechanism relies on northeast and southeast winds related to the high pressure center of the South Atlantic and the passage of cold fronts, respectively. In ebb conditions, the seawater intrusion could reach 40 km towards the estuary's interior; during flood conditions, the Patos Lagoon plume can extend to an area of 700 km² offshore (Zavialov et al., 2003). Field and Light Detection And Ranging (LiDAR) measurements conducted by Zavialov et al. (2018) showed the presence of four distinct regions: I. an unstratified freshwater region at the estuarine site, II. a liftoff region of the plume marked by bottom stratification along the jetties, III. a nearfield region with superficial freshwater stratification and IV, an exterior region marked by uniform seawater stratification, where the plume water is significantly diluted.

Prior studies focused mainly on numerical simulations concerned with the investigation of the lagoon and estuarine 2D-hydrodynamics, where the wind and riverine discharge dominate the water exchange between the lagoon and external sea (Fernandes et al., 2005). The roles of earth rotation, winds, tides and river discharge on the Patos Lagoon plume circulation were studied by Marques et al. (2009) using a 3D-hydrodynamics approach, where the first variability mode (70%) is characterized by the plume propagation southward. Regarding processes such as straining and advection, vertical advection is the major process driving the stratification cycles at that site (Marques et al., 2010a). Sediment dispersions delivered by the plume are influenced by a cyclonic eddy downstream of the inlet (contrary to the Kelvin waves' propagation), while at upstream, the winds and coastal currents are responsible for dispersion along and cross-shore (Marques et al., 2010b).

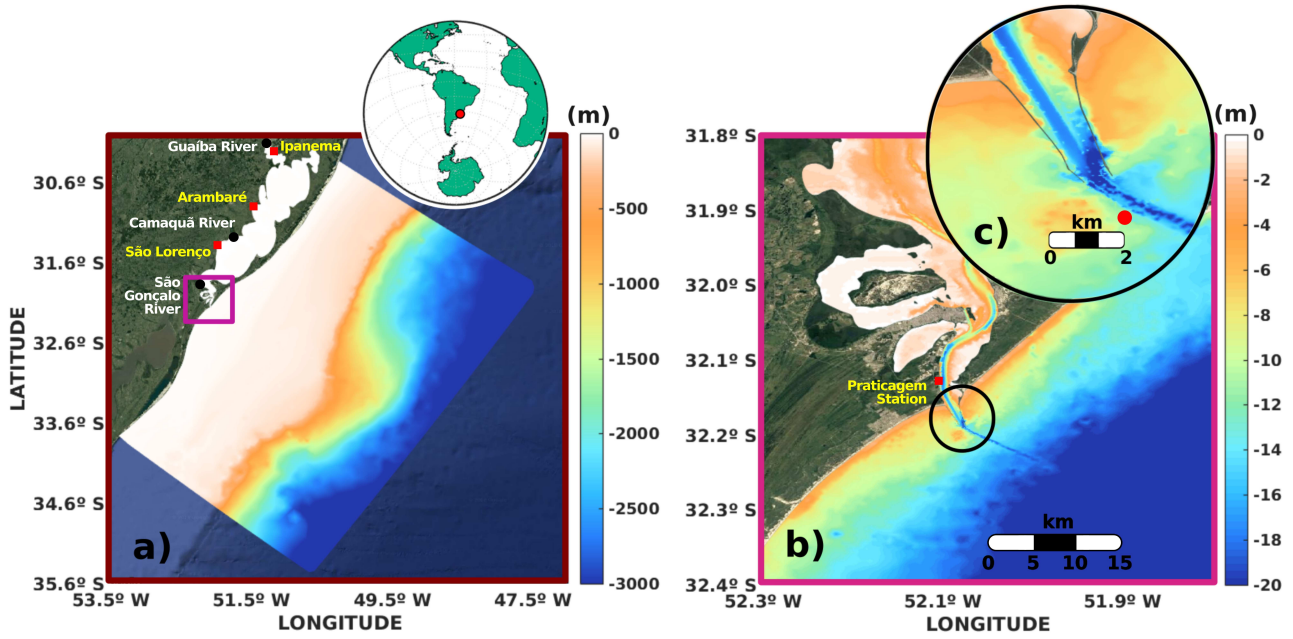


Figura 5.1: Computational mesh exhibiting the bathymetry (in m) of the Southern Brazilian Continental Shelf, with details on the coastal zone and the inlet of the Patos Lagoon. Frame a) shows the locations of the rivers (black circles 1 - Guaíba River, 2 - Camaquã River and 3 - São Gonçalo River) and the locations of the level gauges (red squares 1 - Ipanema, 2 - Arambaré and 3 - São Lourenço)). Frame b) shows the location of the Praticagem Station (red square). Frame c) shows the location of the point used for the calculations of the scale parameters.

5.2 Material and Methods

5.2.1 Hydrodynamic model and Lagrangian module

The hydrodynamic simulations were performed using the TELEMAC-3D three-dimensional model from the open TELEMAC-MASCARET suite, version v6p3 (<http://www.opentelemac.org/>). The TELEMAC-3D model solves the Navier-Stokes equations by considering local variations in the free surface for each time step for an incompressible fluid, assuming the Boussinesq approximation (?). Our simulations were performed using the TELEMAC-3D non-hydrostatic module, where the continuity step accounts for the dynamic pressure gradient in order to obtain the vertical velocity. $K - \epsilon$ is parametrized for the turbulence model, which is represented by a set of differential equations for evaluation of the turbulent kinetic energy production and turbulent dissipation.

The numerical domain is constructed by an unstructured mesh solved by finite elements methods, with spatial discretization varying between 10,000 m at the oceanic boundary to 15 m around the Patos Lagoon jetties. Bathymetry information us comprised by nautical charts from the National Navy for the lagoon and estuarine region, the data for the continental shelf were provided by the Exclusive Economic Zone National Assessment Program (ReviZEE), and data from the GEBCO were used for the deep ocean (Figure 5.1).

The Lagrangian module used in this work consists of passive drifters advected by the velocity field com-

puted by TELEMAT-3D. The drifters were initialized at the inlet with null velocity, and the evolution of the drifters' trajectories was performed for each time step. No diffusion coefficient was used; the advection of the drifters is based on the interpolation of the velocities of the surrounding nodes of the computational mesh over each drifter, similar to the study reported by Cucco e Umgiesser (2006).

5.2.2 Boundary conditions

The simulations were forced at the lagoon interior by riverine discharge, at the oceanic boundary by oceanic tides and currents and its thermohaline properties derived from global oceanic models and at the surface by atmospheric data from reanalysis products. The upper panel of Figure 5.2 summarizes the application of boundary conditions in the simulation domain.

At the interior of the lagoon, the daily discharge of the three major rivers - the Guaíba, the Camaquã and the São Gonçalo rivers - were prescribed. These data were acquired from the Brazilian National Water Agency (ANA) (<http://www3.ana.gov.br/>). At oceanic boundaries, velocities, temperatures and salinities from the Hybrid Coordinate Model (HYCOM - (Chassignet et al., 2007)) were interpolated to the 15 sigma levels of our domain. Additionally, at the oceanic limit, tide constituents from the Tidal Prediction Software from Oregon State University (OSUTPS - (Egbert e Erofeeva, 2002)) were imposed. Wind velocity, air temperature and air pressure data from the ERA-Interim reanalysis product (ECMWF - (Simmons et al., 2007)) were imposed on the entire surface of our domain.

Three simulations were performed: one from January to February of 2011 for validation, and two for the years 2003 and 2012 as case studies. The middle panel of Figure 2 shows the wind rose, and the lower panel shows the total discharge imposed on the case studies. Both years have similar frequencies regarding wind intensity and direction, with the prevalence of northeast and southwest winds reaching velocities $> 6ms^{-1}$. Year 2003 has a mean discharge of $2.5 \times 10^3 m^3 s^{-1}$, with peaks $> 6 \times 10^3 m^3 s^{-1}$ distributed throughout the year, while 2012 presents a mean discharge of $1.2 \times 10^3 m^3 s^{-1}$, with discharge peaks occurring by August.

5.2.3 Drifters' spreading metrics

Estimates of the spreading field from the Patos Lagoon coastal plume were made using the results of trajectories for simulated inert drifters released at the inlet mouth. At 200 m from the Patos Lagoon jetties, 15 radially distributed drifters were released for each day of the year in two simulations. The drifters were released 500 meters from the inlet mouth following the angle of the jetties. The drifters were advected through the velocity field of the hydrodynamic model, and each drift represents an inert particle in the flow without the use of diffusivity coefficients.

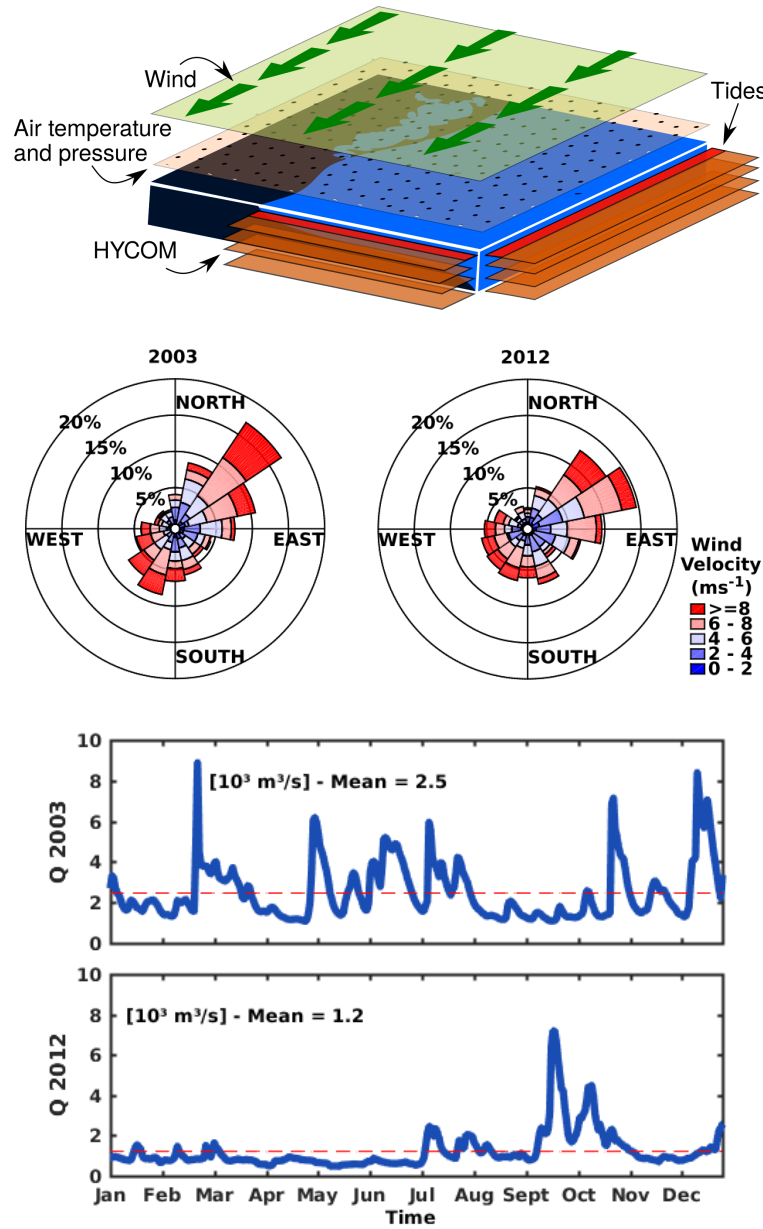


Figura 5.2: The upper panel shows a scheme for the application of boundary conditions on the mesh domain. The middle panel shows the wind intensity and direction used to force the two annual simulations. The lower panel shows the sum of the discharges prescribed for the Camaquã, Guaíba and São Gonçalo rivers.

Metrics for the spreading of the coastal plume were constructed using the standard deviation of the positions along the center of mass in the alongshore and cross-shore axes, similar to the approach proposed by Chen et al. (2009). The center of mass $\vec{r}_t$ (with components $\vec{r}_x$ and $\vec{r}_y$) for each cluster was obtained by averaging the positions of all the drifters for each time-step. The drifters' positions' standard deviations were calculated in reference to the coastline, as shown in Figure 5.3. The along-shore direction is referenced to the x-axis, the cross-shore direction is referenced to the y-axis, and the spreading around the center of mass for each direction

was calculated by equations 5.1 and 5.2.

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \vec{r}_x)^2}{N-1}} \quad (5.1)$$

$$S_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \vec{r}_y)^2}{N-1}} \quad (5.2)$$

$\vec{r}_x$ and $\vec{r}_y$ are the components of $\vec{r}$, x_i and y_i are the coordinates of individual drifters, and N is the total number of drifters. In Figure 5.3 S_x and S_y are represented as the semi-axes of an ellipsoid, the center of which represents the drifter center of mass. The values of S_x and S_y were normalized by its initial values at the release point, such that the values of these components represent the relative increase in the plume width from the jetty mouth. Thus, the normalized values represent the spreading of the plume area from the source.

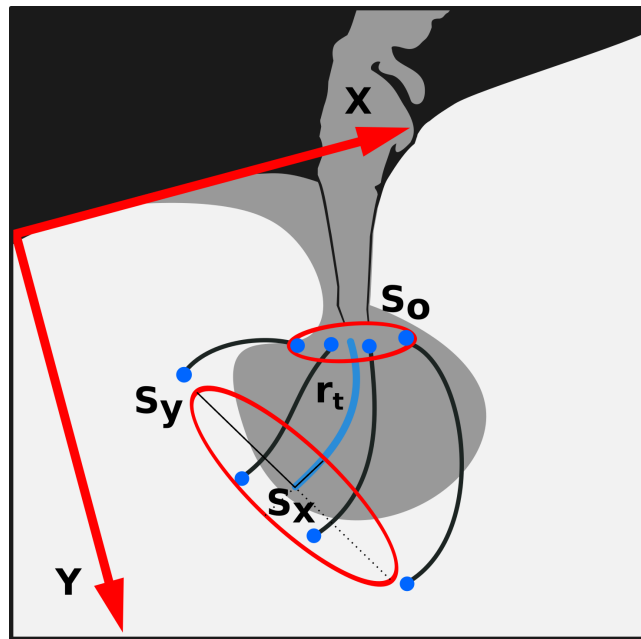


Figura 5.3: Scheme of the release of the drifters and metrics used to obtain estimations. The blue line is the center of mass of the drifters, and the axes of the ellipsoids are parallel and perpendicular to the shore (the alongshore and cross-shore)

To ensure that the drifters' trajectories were advected under the influence of the plume velocity field, we restricted the sample used for calculation to 5 hours after release. This is the period required for moderate impulsive winds ($>6 \text{ m s}^{-1}$) to promote the circulation pattern on the adjacent coast (Fontoura et al., 2012). A second restriction was the removal of a sub-cluster of drifters separated by the flow, ensuring that the trajectories were represented by the local regime (Bennett, 1984), i.e., the simulated drifters were transported by the plume's jet.

5.2.4 Scale parameters

The plume was classified using eight scale parameters, which enabled its dynamic regime and the differences between the flows in the two studied simulations to be identified. From the two simulations, the following results were used to undertake the scale analysis: the width of the inlet mouth W_m , the plume width W_p , the plume thickness h_p , the density of the plume at nearfield ρ_p , the ambient density ρ_s , the reduced gravity $g' = g(\rho_s - \rho_p)/\rho_p$ (g is gravity's acceleration), the velocity u_c of the plume outflow at different depths, the vertical viscosity coefficient K_z and the Coriolis parameter f . The Patos Lagoon coastal plume behaves intermittently, so these values were extracted over stationary periods of ebbing conditions. The points of extraction of these variables are shown in frame c) of Figure 5.1 (red dot near to the jetties).

The influence of the rotation over the structure of the plume was measured by the Internal Rossby Radius R_D (Cushman-Roisin e Beckers, 2011). The role of the size of the inlet mouth over the formation of the plume bulge was quantified by the mouth Kelvin number K_m (Garvine, 1995). The bulk Kelvin number K_b was used to quantify the relative contribution of the rotational and inertial processes; for large-scale plumes, $K_b \gg 1$, and for small-scale plumes, $K_b \ll 1$ (Garvine, 1995).

The inertial mechanism's dominance over the rotation was measured by the Rossby Number R , when $R \gg 1$, inertial process controls the flow, and when $R \ll 1$, rotational processes are dominant. The frictional effect was quantified by the Ekman Number E_k , when $E_k \gg 1$, the flow is driven by friction, otherwise, when $E_k \ll 1$, rotation dominates (Tilburg et al., 2011). The dominance of baroclinic processes over the inertial forcing was measured by the Froude Number F_r , when $F_r \gg 1$, the flow is supercritical (inertia is dominant), and when $F_r \ll 1$, the flow is subcritical (stratification is dominant) (Chao, 1988).

Mixture (frictionally induced) and advection were quantified throughout the Reynolds Plume Number R_{ep} , when $R_{ep} \gg 1$, advection dominates, and when $R_{ep} \ll 1$, friction dominates. The mixture dominance over the stratification processes was measured by the Richardson Number R_i (Tilburg et al., 2011). When $R_i < 0.25$, the flow has sufficient kinetic energy to erode the stratification due to mixing of the plume (Sanders e Garvine, 2001). Table 5.1 shows the formulations of these scale parameters.

Mixture (frictionally induced) and advection was quantified throughout the Reynolds Plume Number R_{ep} , when $R_{ep} \gg 1$ the advection is dominant and when $R_{ep} \ll 1$ the friction is dominant. The mixture dominance over the stratification processes was measured by the Richardson Number R_i (Tilburg et al., 2011). When $R_i < 0.25$ the flow have sufficient kinetic energy to erode the stratification due mixing of the plume (Sanders e Garvine, 2001). The Table 5.1 shows the formulations of these scale parameters.

These parameters were calculated using selected results of ebb events among the two simulations. To ensure the selection of values that satisfy the stationary plume, two other criteria were applied. The ebb events were

Parameter	Symbol	Formulation
Bulk Kelvin Number	K_b	$\frac{W_D}{R_D}$
Internal Rossby Radius	R_D	$\frac{\sqrt{g'h_p}}{f}$
Number of Rossby	R	$\frac{u_c}{fR_D}$
Ekman Number	E_k	$\frac{K_z}{fh_p^2}$
Froude Number	F_r	$\frac{u_c}{\sqrt{g'h_p}}$
Mouth Kelvin Number	K_m	$\frac{W_m}{R_D}$
Reynolds Plume Number	R_{ep}	$\frac{R}{E_k}$
Richardson Number	R_i	$\frac{g'\Delta z}{(\Delta u)^2}$

Tabela 5.1: Formulations of the scale parameters

selected by first using a threshold of 26 psu for the salinity (averaged isohaline for the maximum gradient) at the nearfield region of the plume (2 km). A second threshold was applied to the vertical velocity shear, ensuring exclusion of very high values of the R_i related to null differences between surface and bottom velocities.

5.2.5 Validation of the hydrodynamic model

Results from the hydrodynamic model were validated using daily observations of water level at the interior of the lagoon and hourly observations of current and salinity at the navigation channel of the estuary. The performance of the model was measured using the mean squared error (MSE) and bias (Thomson e Emery, 2014). Images of the Coastal Plume of the Patos Lagoon derived by satellites were also used to evaluate the plume produced by the hydrodynamic model.

Current and salinity observations were obtained by an acoustic Doppler current profiler (ADCP) fixed at the Praticagem Station (Figure 1b) in the estuary channel between January and February of 2011. Figure 5.4 shows the time series of observations (black dotted lines) and the model (colored lines) for a period of 600 h. The model correctly reproduced the cycles of ebbing (flooding), as shown by lower (higher) values of salinity and negative (positive) values of velocity. For the salinity, the performance as measured was $MSE = 5.97$ psu and $bias = -1.47$ psu, while for the velocity, it was $MSE = 0.32 \text{ ms}^{-1}$ and $bias = -0.20 \text{ ms}^{-1}$. Overall, the model underestimated the salinity and velocity, which is related to the absence of rain and the discharges of smaller rivers.

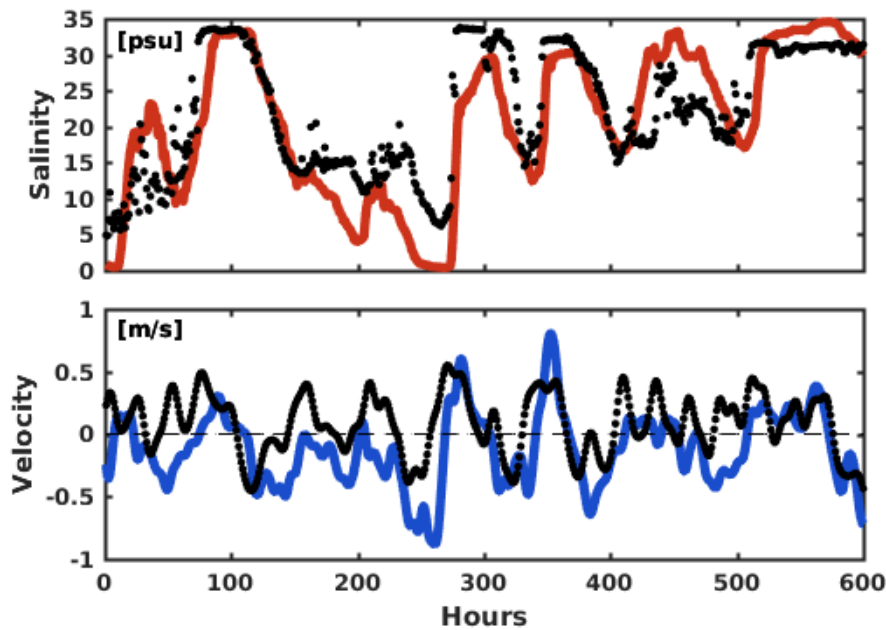


Figura 5.4: Comparison between simulated and observed series of salinity and parallel velocity along the estuarine channel at the Praticagem Station. Time series of observations (black dotted lines) and of the model (colored lines) for a period of 600 hours

Observations of water level at the stations of Ipanema, Arambaré and São Lourenço (Figure 5.1 a)) for 2012 were acquired from ANA. The comparison between the model and observations was made by removing the means of both time series. Figure 5.5 shows the level anomaly as observed (black dots) and modeled (blue line) for the three stations along the year. The model shows good agreement with the observed variability at all stations, which is related to the riverine discharge and wind setup on the lagoon. For the Ipanema station, MSE = 15.2 cm and bias = 9.6 cm, at the Arambaré station, MSE = 17.1 cm and bias = 11.20 cm, and at the São Lourenço station, MSE = 18.7 cm and bias = 13.3 cm.

To evaluate the plume area reproduced by the hydrodynamic model, two images of the plume derived from a Synthetic-aperture radar (SAR) and Landsat 7 sensor are compared with the model results. The SAR image was downloaded from the ALOS-PALSAR database (<https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>) of the Alaska Satellite Facility. A radiometric correction filter was used to correct the backscatter, followed by a filter for orthorectification and noise correction. The Landsat 7 image was downloaded from the Earth Explorer database (<https://earthexplorer.usgs.gov>) of the United States Geological Survey (USGS) at the Level 1 Product Generation System (LPGS) processing level. We used the Semi Automatic Calibration plugin for QGIS (Congedo, 2016) to calibrate the image and convert the digital numbers to reflectances. The data gaps that occur in all Landsat 7 images since May of 2003 do not affect the plume region in the presented scene. However, we used an autoregressive spectral model to fill the data gaps to provide a better visual representation of the surrounding area (Kay, 1988).

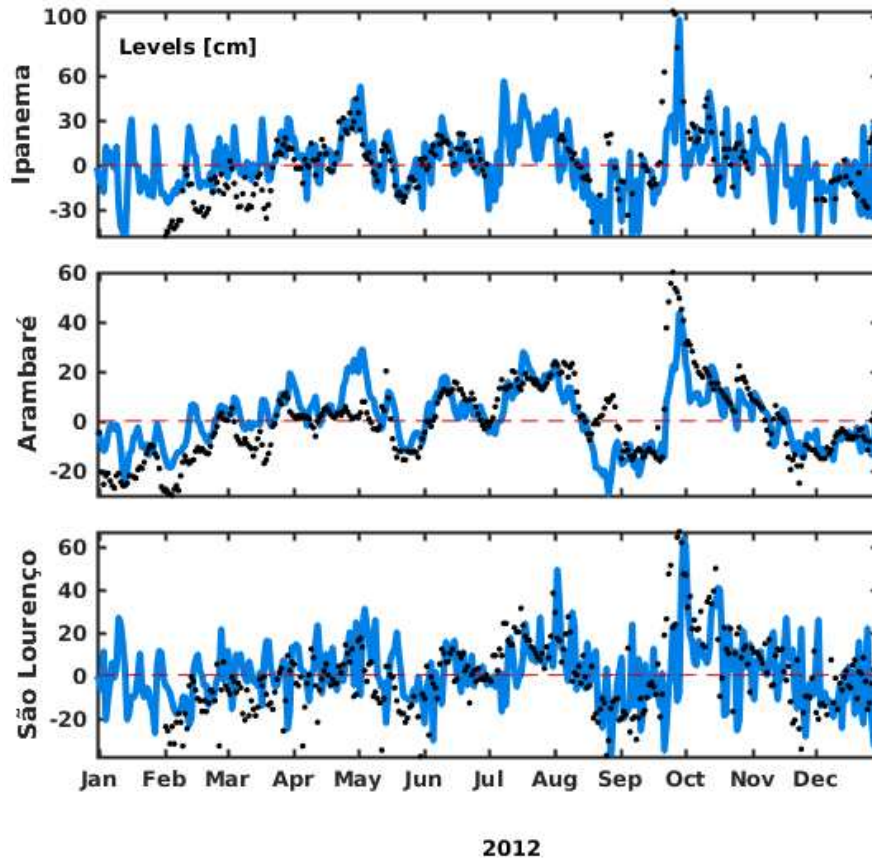


Figura 5.5: Comparison between simulated and observed series of water level distributed along the Patos Lagoon. The blue line is the model results, and the black dots are observations.

The front of the Patos Lagoon Coastal Plume observed in an SAR image from January 06, 2011, was digitized and superposed over the salinity field result of the simulated plume. While for a Landsat 7 image of the plume on January 05, 2011, the reflectance of band 3 (to highlight the sediment load of the plume) was also compared with model's results. Figure 5.6 shows the observed plume features for the two images and the corresponding model's result for the salinity field. For both events, the model shows good agreement with the area and direction of the plume outflow observed on satellite images. Some uncertainties can be related to wave-current interactions, which are not accounted for by the model and can cause the front features observed on satellite images due to resuspension of sediments out of the plume field (DiGiacomo et al., 2004).

5.3 Results and Discussion

5.3.1 Plume Circulation Pattern

Before discussing the spreading of the drifters, we characterize the general circulation pattern and dynamics of the hindcast simulations. The Patos Lagoon coastal plume simulations exhibit a high variability over the inner shelf, associated with the velocity and salinity field, which is marked by an abrupt change at the plume front.

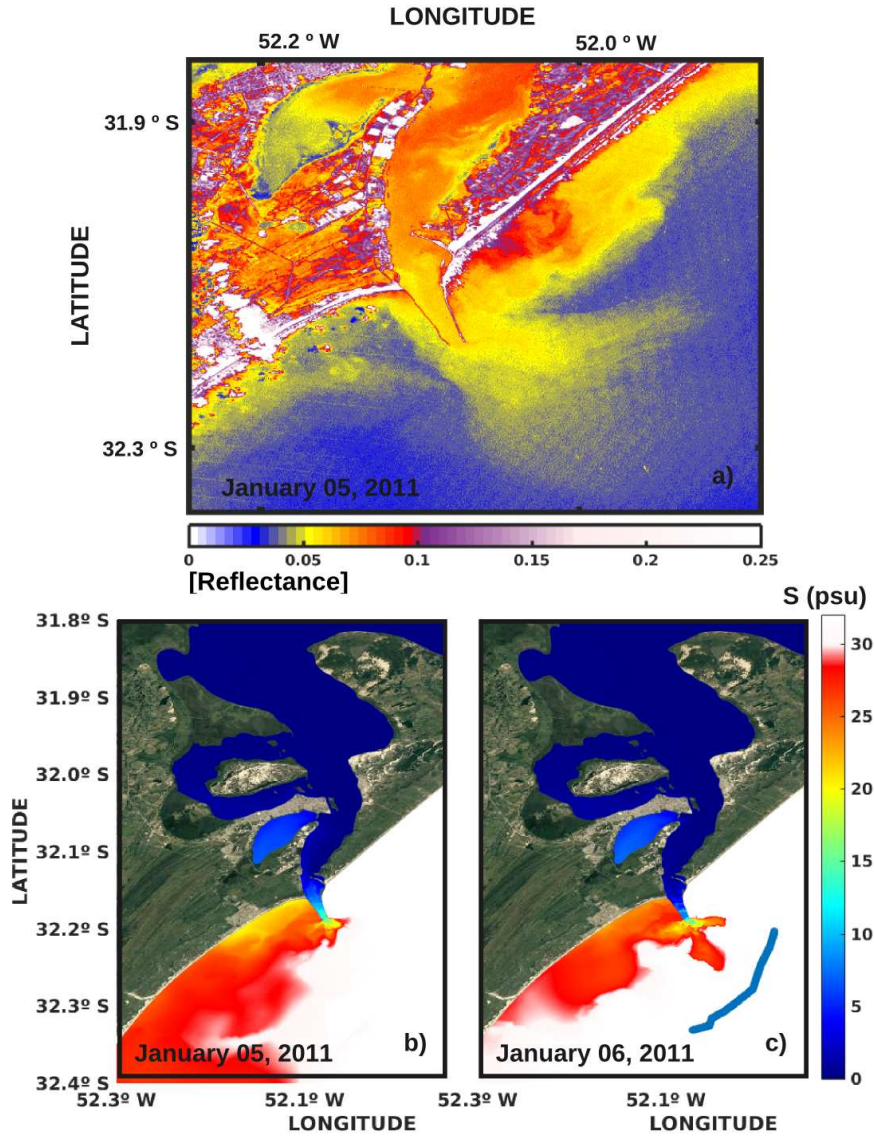


Figura 5.6: Frame a) presents the Landsat image of the coastal plume on January 05, 2001, where the color scale represents the normalized reflectance for band 3. Frames b) and c) show the salinity field resulting from the model for January 05 and January 06, 2011, respectively. In frame c), the blue solid line represents the plume front digitized from the SAR image (not shown) for the same date.

The plume field variability is driven by the local and non-local wind influences acting on the sea and on the lagoon water level. The upper panel of Figure 5.7 presents the results for salinity and kinetic energy ($KE = (U^2 + V^2)/2$) fields for 20 February 2003. The width of the low salinity (< 26 psu) water of the plume could reach distances from the inlet of approximately 20 km. The dominant time scale of the outflow of freshwater is 8 days, primarily due to a cold front passage (Marques et al., 2011). The observed southward propagation of the plume is due to northeast winds (upwelling favorable) with intensities $> 8 \text{ ms}^{-1}$. Along the plume's front, a band of higher KE values ($> 0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) is characterized by convergence of currents enhanced by baroclinic gradients. In addition to the large variability of the coastal plume, in terms of area and southward or northward propagation, these velocity features along the plume front are maintained.

The riverine discharge in the interior of the lagoon is responsible for the plume outflow modulation. Increases in discharge are followed by subsequent enhancement of the ebb flows through the inlet. The lower panel of Figure 5.7 shows results for the 2012 and 2003 simulations regarding the distribution of mean zonal and meridional velocities at the mouth of the jetties, and the corresponding salinity values are superposed to the color scale. The ebbing events are distinguished by negative values of meridional velocities V and low values of salinity.

According to Castelao e Moller Jr (2006), an increment in outward flow associated with riverine discharge occurs due to the increase in pressure gradient at the estuarine zone. This is verified by the velocity distributions for both years. For 2003, ebb currents are more frequent and more intense as a function of the relative higher discharge for that year.

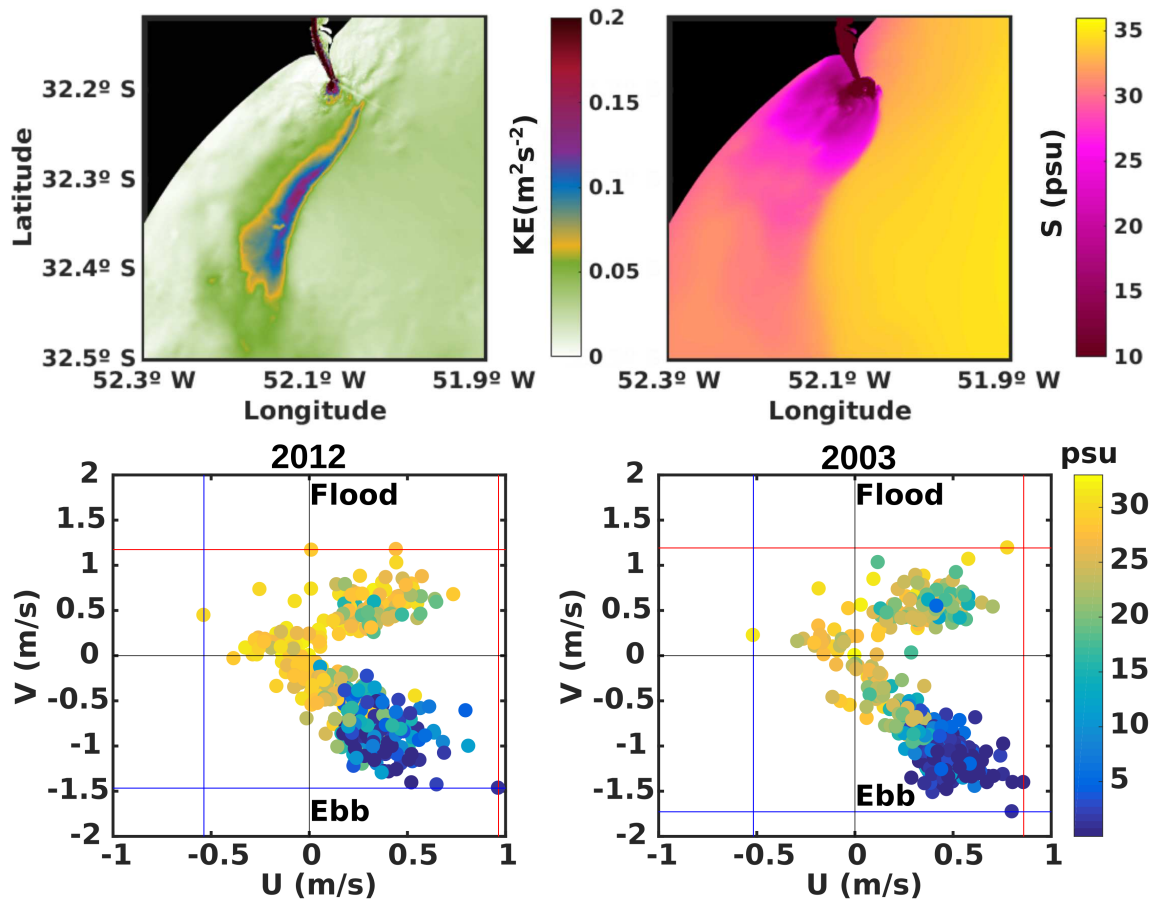


Figura 5.7: The upper panel shows the kinetic energy ($KE - m^2 s^{-2}$) and salinity (psu) field for an ebb event simulated in February 2003, which is representative of the main characteristics of the plume circulation. The plume propagates southward and forms a sharp front along the 26 psu isohaline, and along that front, higher values of KE ($>0.75 m^2 s^{-2}$) occur. The enhanced values of KE are associated with the intense convergence of velocities along the plume front. The lower panel shows the scatter in the zonal and meridional averaged velocities for the 2012 and 2003 simulations at the plume's core. The colors are related to the salinity together with negative zonal velocities ($V < 0$) indicating flood (yellow) and ebb (blue) events. The blue and red lines mark minimum and maximum velocities, respectively.

These contrasts are associated with the riverine discharge differences imposed for the two years. Barros e

Marques (2012) report that the long-term variability of the freshwater discharge is responsible for 50% of the variability of the levels at the estuarine portion of the Patos Lagoon. In addition to external sources of variability, freshwater discharge is the major cause of the differences in plume outflow velocities between the results of the 2003 and 2012 simulations. Thus, the differences for the thickness and width of the plume resulting from these discharge influences are discussed in the followed subsection.

5.3.2 Dynamical classification

All the scale parameters present differences related to the amount of riverine discharge for the 2003 and 2012 simulations. The discharge influence over the plume is shown through the extent of the low salinity signature of the Patos Lagoon Coastal Plume. Here, we discuss the discharge role over the coastal plume, comparing results sampled from the red dot marked on frame c) of Figure 5.1 from both simulations.

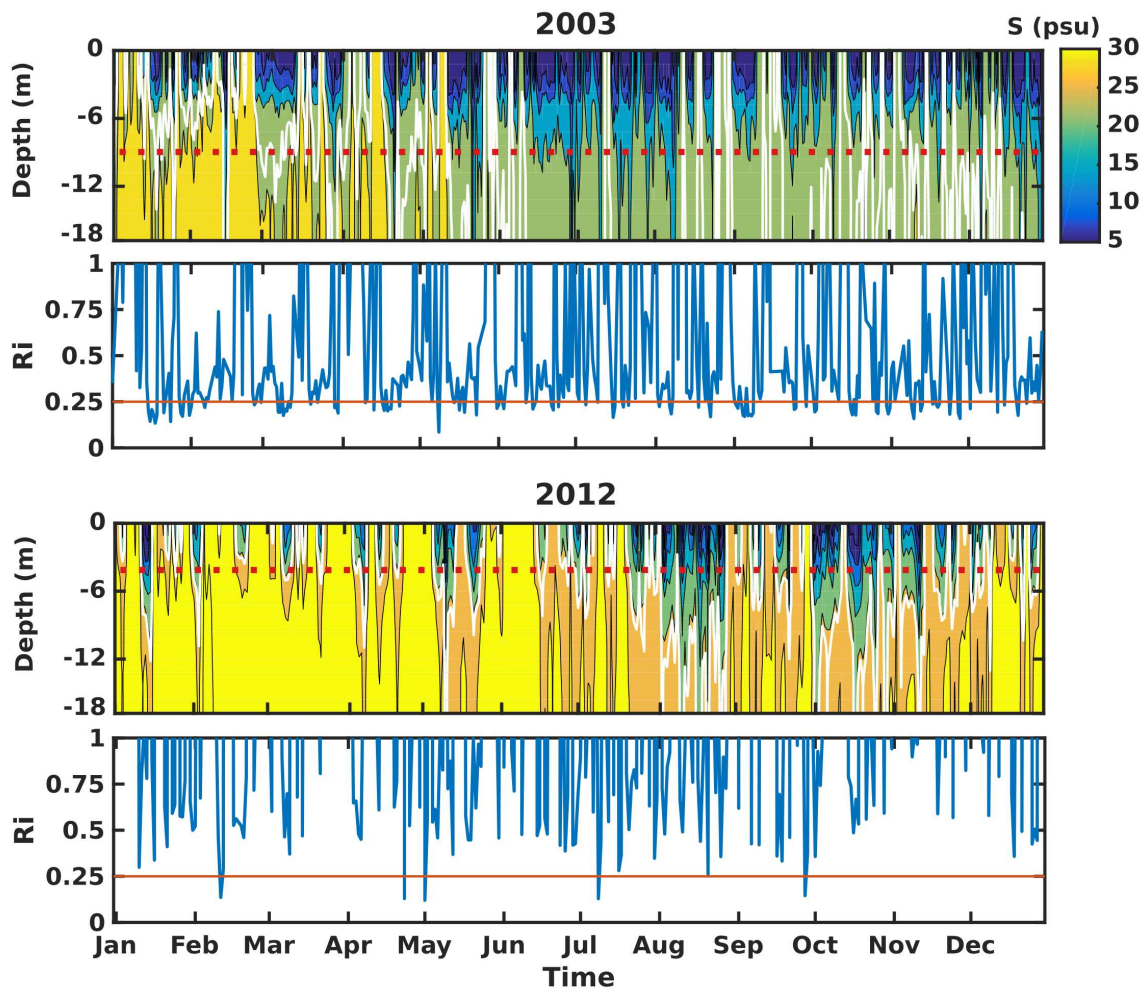


Figura 5.8: Hovmöller diagrams of the vertical salinity structure at the nearfield of the plume for the high and low discharge scenarios, in addition to its Richardson number. The white line in the Hovmöller diagram represents isohaline for 26 of salinity.

Hovmöller diagrams of the vertical salinity for both simulations are shown in Figure 5.8. The experiment

for 2012 presents events with stronger stratification by July, corresponding to the increase in the riverine discharge (Figure 5.2). The averaged plume thickness (the 26 psu isohaline, white line in the diagram) are 4 m, and the plume is the majority surface advected. In contrast, 2003 shows lower values of salinity for longer periods, with short events of stratification. The averaged plume thickness is 8 m, and events in which the 26 psu isohaline is attached to the bottom are more frequent than for the simulation of 2012. Using a potential energy analysis, Marques et al. (2010a) demonstrate that the stratification at the inlet is controlled by alongshore and cross-shore advection processes and by alongshore straining processes. Hence, contrasts between observations between the two simulations are explained by the gravitational contribution of the riverine discharge to the seaward flow.

The cycles of stratification are controlled by the alternation between ebbing and flooding entwined to its favorable winds. Nevertheless, the higher plume thickness for the 2003 simulation is due to the superior average riverine discharge for that year. Previous works also reported a significant reduction in the salinity adjacent to the inlet zone for high riverine discharge events (de Barros et al., 2014). These occur due to the combination of riverine discharge with wind setup at the lagoon's interior, which strengthens plume outflow (Möller et al., 2001). Previous studies showed that a discharge $> 2000m^3s^{-1}$ is sufficiently high to overcome the pressure gradient induced by the winds that promote flooding events (Castelao e Moller Jr, 2006), which is responsible for the prevalence of lower salinity for the 2003 simulation (see Figure 5.2, for the prevalence of north quadrant winds).

The scale parameters were applied to each experiment (Table 5.2). All the parameters present typical values for a small scale plume strongly controlled by wind forcing. The R_D for both experiments are on the order of 10 km. The K_b present values ranging from 0.10 to 0.26, indicating that the width of the plume is smaller than R_D for both cases. Values for R are closer to unity, showing a equal balance between the plume jet flow and the influence of the rotation. For K_m , differences between the two cases are negligible, while $K_m = 0.06$ implies that the size of the inlet mouth is favorable to the formation of a bulge. These scale parameters show that the plume is moderately governed by inertial and rotational processes.

Due to large oscillation of the flow velocity in addition to the density field, values for Fr show that the stratification and inertia play a similar role on the plume flow. The E_k indicate that for the high discharge regime, rotations are more important, while for the low discharge regime, the rotational processes are balanced by frictional processes. Frictional processes are also related to the wind and bottom stress, as evaluated by the work of Castelao e Moller Jr (2006). The Re_p for the two simulations are > 1 , suggesting that inertia governs the flow, and for the high discharge regime, inertial processes are enhanced. The average value of the Ri shows that at high discharge, the mixture are relatively superior to the stratification processes.

The values of the scale parameters are compatible with the range observed for diverse coastal plumes, which have some similarities with the Patos Lagoon coastal plume (Garvine, 1995). Differences between the high and low discharge periods are comparable to the results of Mendes et al. (2016) for the downwelling and upwelling events of the plumes of the Minho and Douro rivers (Italy). In summary, the plume is characterized as being a small-scale surface advected plume, where the riverine discharge significantly alters the dynamics of the flow.

Tabela 5.2: Scale parameters of the plume for both simulations

Scale Parameters	2003	2012
R_D (km)	11.42	10.39
K_b	0.10	0.26
R	0.85	1.28
E_k	0.20	0.81
Fr	0.85	1.28
K_m	0.06	0.06
Re_p	4.22	1.58
Ri	1.34	0.71

Time series of Ri for each simulation are shown in the lower panel of Figure 5.8. The variability of the Ri for both experiments are correlated to the cycles of stratification. This variability occurs due to changes in vertical velocity shear and density fields. Events with $Ri < 0.25$ are more frequent in the simulation of 2003 than in 2012, meaning that during the low discharge regime, the values of Ri represent that the outflow cannot overturn the stratification. At periods during which the riverine discharge is sufficiently high (up to 2000 m^3s^{-1} , Figure 5.2), the plume outflow nullifies the stratification, as observed by the Ri values in 2003.

Similar periodicities for the Ri through the buoyancy flux at the continental shelf are documented for other regions of riverine influence Sanders e Garvine (2001); Lentz e Largier (2006). Differences highlighted by the results presented in Figure 5.8 summarize the effect that the amount of riverine discharge has over the plume structure, which is reflected over the width and thickness of the plume bulge due to gravitational adjustment (Yankovsky et al., 2001).

5.3.3 Trajectories of the drifters

Here, we present details of a selection of drifter trajectories in order to discuss the ways that the plume and wind affect the drifters' spreading. Figure 5.9 shows four episodes of drifter releases during 2012 for a period of 10 hours. The S_x and S_y along the r are superposed on the individual trajectories of drifters in relation to the axes of ellipsoids.

Figure 5.9 shows four events with varying forcing dynamics leading to contrasting plume outflows. The

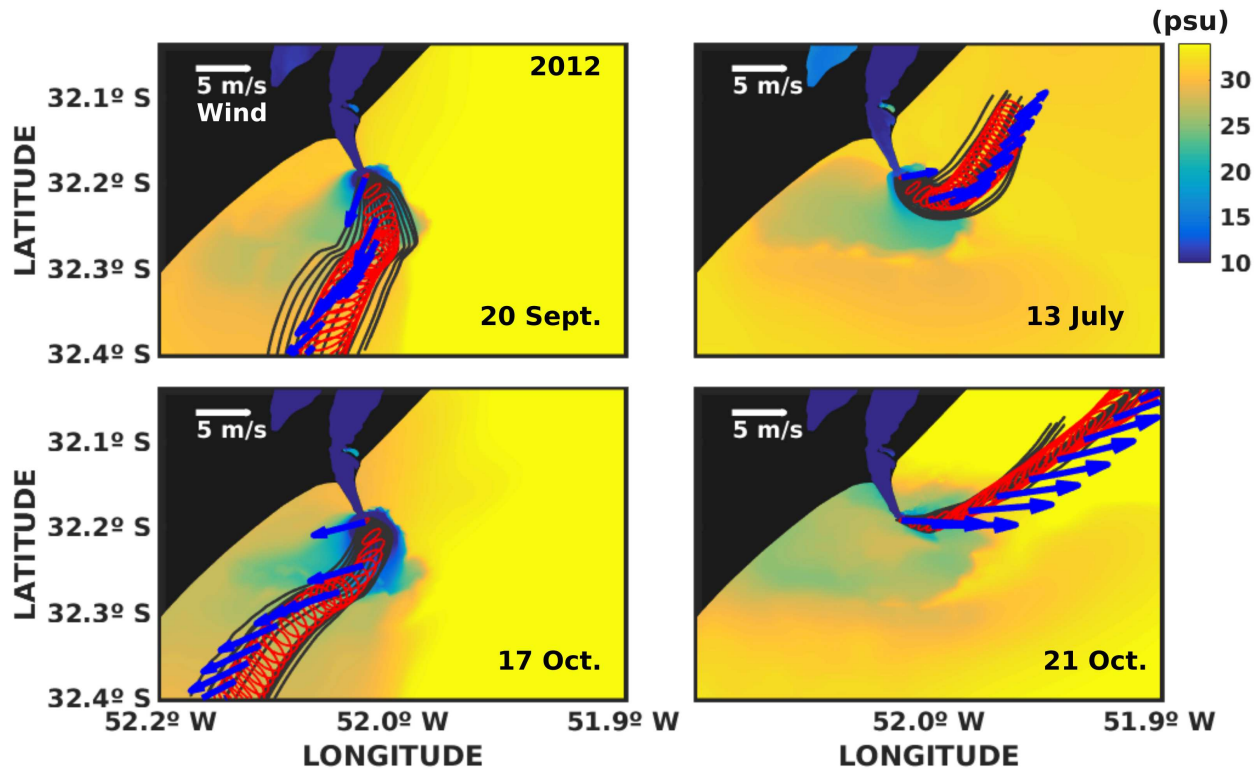


Figura 5.9: Four drifter release events from, the simulation of 2012 superposed on the salinity field. The gray lines are the individual trajectories for each drifter 10 hours after the release point. The axes of the red ellipsoids are the values for S_x and S_y at the center of mass of the drifters. The blue vectors are the wind velocities along the trajectories of the drifters.

background scale presents the salinity field, the blue vectors represent wind velocity, and the solid lines represent the drifters' trajectories. The red ellipsoids represent the spreading of the drifters, where the major and minor axes are centered along the center of mass of the drifters. For instance, the events of 20 September and 17 October are associated with a typical feature of north quadrant winds associated with a strong outflow southwards. In opposition, events of 13 July and 21 Oct. rely on south quadrant winds, which induce outflows northward, before suppressing the plume due to the flood event induced by those downwelling winds.

Except for 21 October, the spread patterns of the drifters are subjected to an abrupt change outside of the plume (marked by lower salinity). Events on 20 September and 17 October presented similar wind intensities (5.0 ms^{-1}), although with slight differences in direction. On 20 Sep., a north wind is predominant which favors the outflow, and on 17 Oct., the northeast wind enhances the bending of the plume towards the coast. For these cases when the drifters leave the field of the plume, an abrupt change occurs in the direction of motion of the cluster and the spreading of the drifters. This change is due to the convergence of horizontal velocities, which occurs along the plume front associated with the density gradients. For both cases, the increase in along shore spreading (S_y) is enhanced at the plume's field. Outside of the plume, the drifters are advected by coastal currents, and the values for S_x and S_y remain approximately constant.

The plumes on 13 July and 21 October are events related to the onset of southwest winds. Drifters on 13 July are subjected to alongshore spreading at the plume field, while at the plume front, the cross-shore spreading increases and remains approximately constant when advected by the coastal currents. On 21 October, an intense southwest wind (8 ms^{-1}) enhances the coastal currents, and the drifters are strongly advected northward. The spreading in the cross-shore axis is suppressed by the alongshore displacement of the drifters. Hence, the effects of the plume field over the drifters' alongshore spreading are superposed on strong currents. Hodapp et al. (2018) also report coherent circulation structures related to the jetties, which contributes to the pattern of trajectories of the simulated drifters.

These selected events demonstrate the nearfield influence of the plume over the spreading of the drifters. The increasing of buoyancy flux rate promotes the extended plume field (Warrick e Stevens, 2011), where its extension is responsible for the initial alongshore spreading of drifters. The plume outflow and propagation are largely controlled by the wind influence, consequently altering the direction and spreading of the drifters due to mixing and stirring mechanisms (Zhao et al., 2018). In addition, the influence of the wind over the plume outflow is reflected by its changes in direction and intensity, inducing coastal currents that suppress the alongshore spreading of drifters.

5.3.4 Drifter's spreading

In this section, the patterns of the relative dispersions of the drifters for both simulations are compared. Both simulations have similar wind conditions, hence the major contrasts between these results are due to differences in the total riverine discharge being used as boundary conditions. Its contrasts are highlighted by the intensity of the advection of the drifter clusters apart from the inlet mouth and by the relative spreading of the drifters towards the cross/alongshore axes.

The spreading metrics along the alongshore and cross-shore axes (S_x and S_y normalized by the initial values of the spreading at the release point) calculated from the drifters released in 2012 are presented in Figures 5.10 and 5.11. The extent of the binned grid shows how far the center of mass of the drifters is transported away from the inlet mouth 5 hours after each individual release. After the increase in the riverine discharge from July to November, the cluster of drifters is advected for longer distances ($> 20 \text{ km}$). In summer months (Jan. - May) the cluster of drifters is advected predominantly southward, while in winter and spring, northward advection events predominate.

The values of S_x are superior to the values of S_y for the whole period of 2012. At 8 km distance from the inlet mouth, the alongshore spreading S_x presents values up to 10, while the cross-shelf spreading S_y is characterized by values of approximately 7. Differences though time are more evident for the values of S_y .

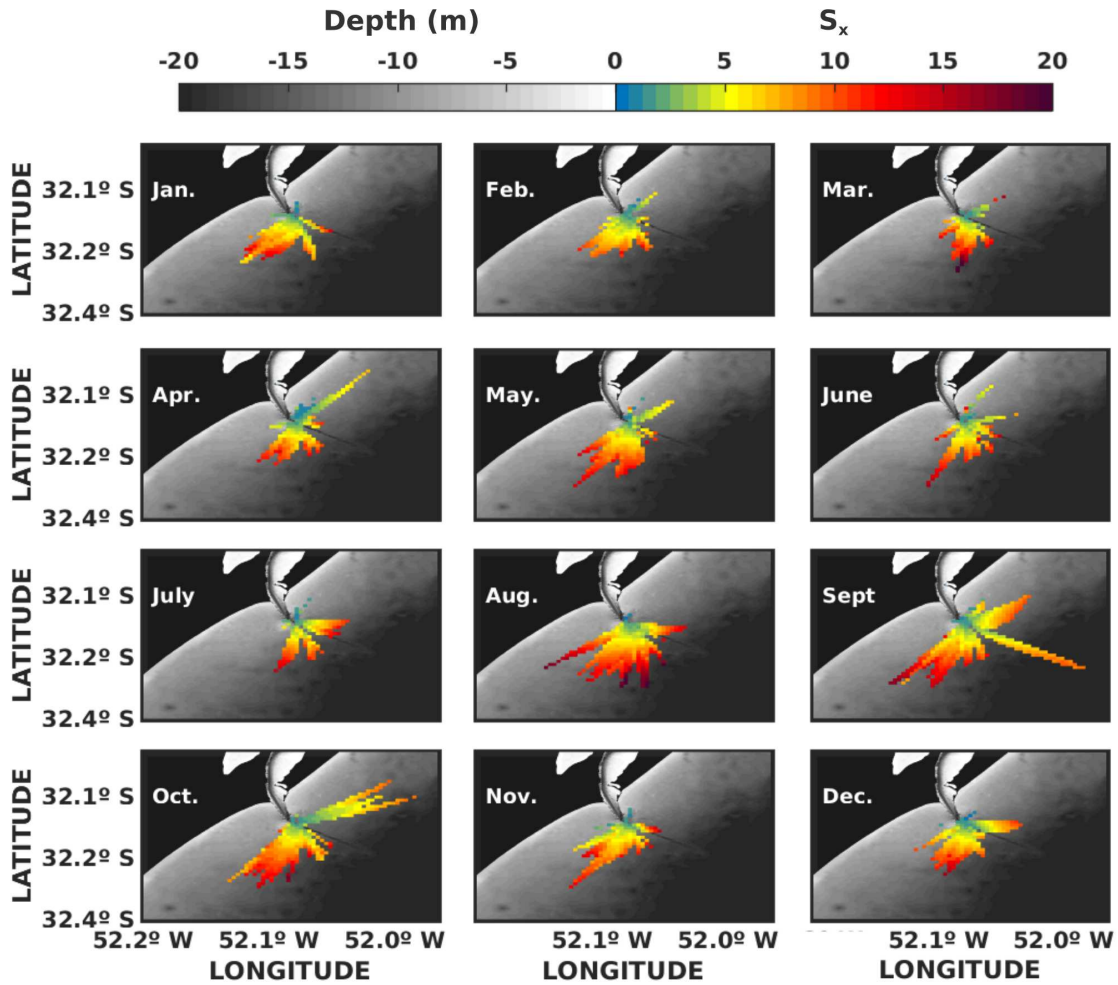


Figura 5.10: Monthly averaged spreading S_x along the x-axis for the simulation of 2012. The S_x values are normalized by the initial values at the release point, representing the relative expansion of the width of the plume from the jetties' mouth. The values for the spreading are binned in a 200 x 200 m grid around the jetties. The background gray scale represents the bathymetry, and the colored colorscale represents the normalized spreading.

From August to November, relatively maximum values for S_y occurs outhward, and in September, minimum values occur northward.

The spreading metric results for year 2003 are presented in Figures 5.12 and 5.13 for the 2012 case. The drifters reached longer distances when compared with the results from the 2012 simulation. Months that are subjected to riverine discharge peaks show a more intense advection, as observed in March and from May to October. These are verified in both southward and northward directions, which have comparable magnitudes.

In terms of the absolute values of S_x and S_y , the alongshore spreading also showed dominance over the cross-shore spreading in the 2003 simulation. Higher values of S_x occur in a shorter distance (5 km) from the release point in comparison with the simulation of 2012. Cross-shore spreading S_y also presented higher values than in 2012, mainly at the longest distances reached by the cluster of drifters.

Dominance of the alongshore over the cross-shore spreading occurs first in consequence of the velocity field

of the plume, which is marked by intense convergence at front zone (see Figure 5.7). Second, the cross-shore spreading is suppressed by wind-induced alongshore currents at the inner shelf. Both mechanisms inhibit the transport of the drifters through the isobaths because the velocity becomes oriented to the alongshore axis. For the two simulations, increase in cross-shore spreading occurs due to the plume outflow peaks, mostly associated with wind intensity and riverine discharge (see Figure 5.9).

Contrasts between the two simulations are related to the riverine discharge magnitudes imposed for each year. A higher riverine discharge enhances the plume outflow, which significantly modifies the plume structure and the flow characteristics (see Figure 5.8). A higher outflow promotes an extension of the plume field and an increase in its radial spreading (Jurisa et al., 2016), since that increase in the buoyancy flux also increases the pressure gradient, which favors the alongshore spreading (McCabe et al., 2009). These alterations result in the contrasts observed in the trajectories and spreading metrics of the drifters calculated from our simulations (see Figures 5.10, 5.11, 5.12, 5.13).

(Warrick et al., 2007) report that drifter data for four coastal plumes of the Southern California Bight show

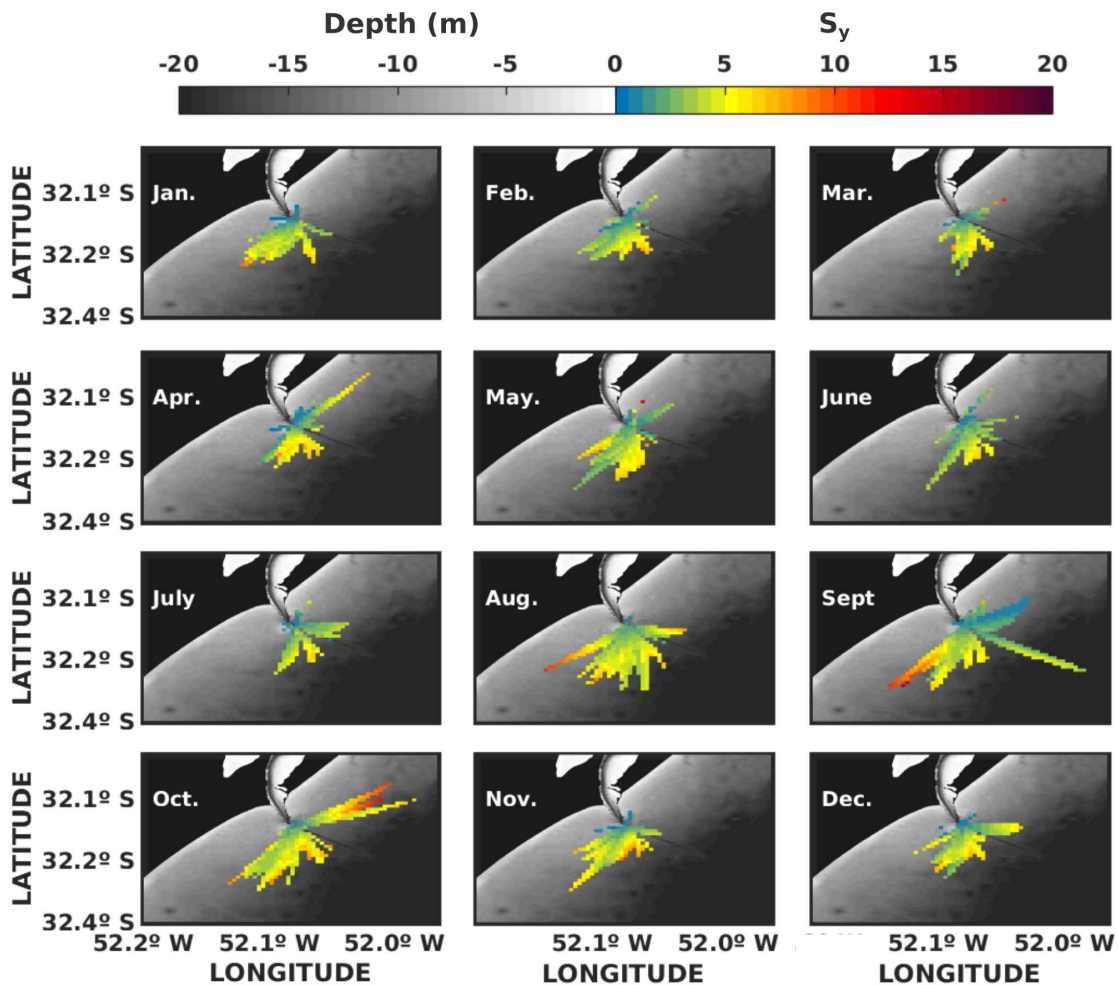


Figura 5.11: Monthly averaged spreading S_y along the y-axis for the simulation of 2012. Same scale colors used in Figure 9.

that alongshore currents are responsible for restricting the cross-shore trajectories. At the shelf environment of our study area, the development of strong coastal currents showed a similar role. However, the results from the simulation of 2003 shows that the increase in the plume outflow favors cross-shore spreading.

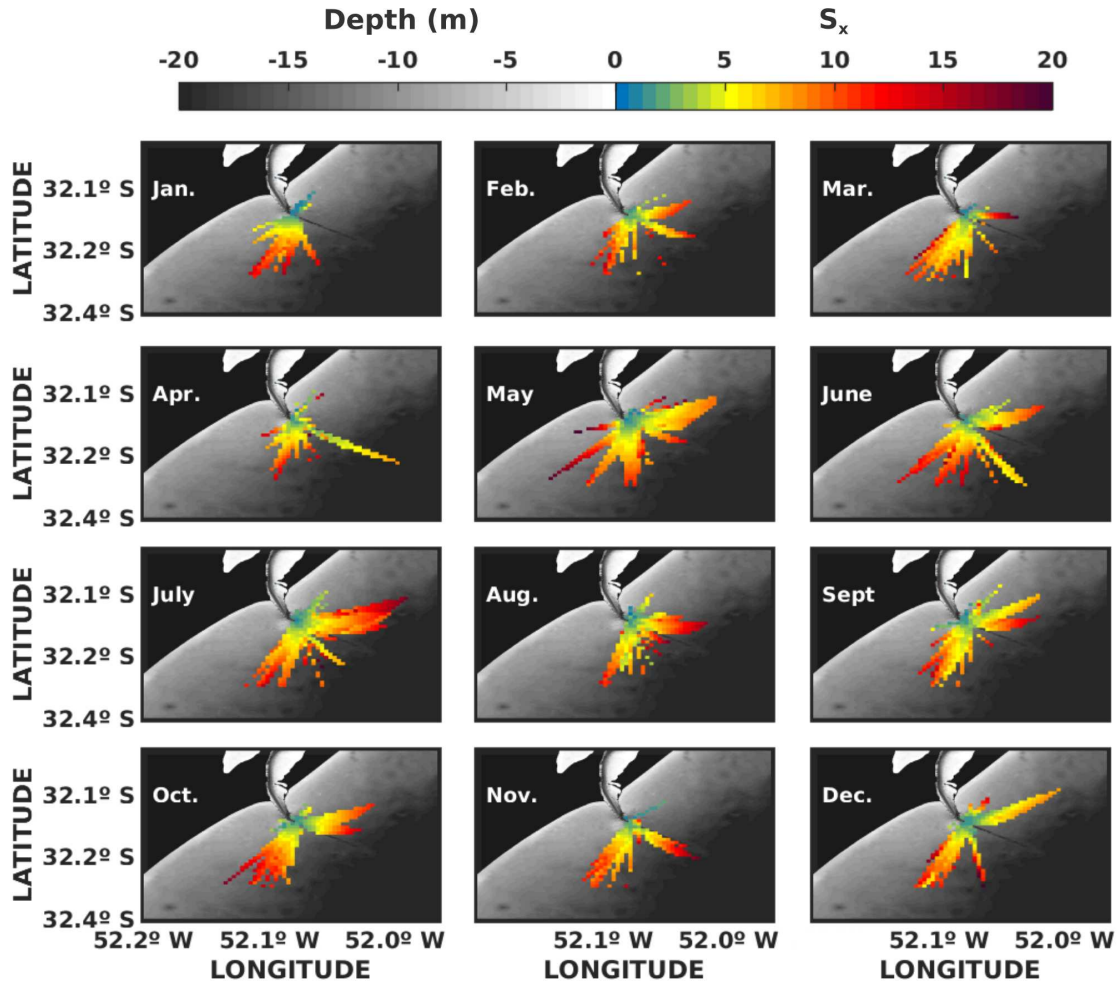


Figura 5.12: Monthly averaged spreading S_x along the x-axis for the simulation of 2003. The same scale colors are used in Figure 9.

Despite a lack of *in situ* Lagrangian observations in the Patos Lagoon coastal plume, similar results are reported for other plumes. Comparison with the coastal plumes of the Merrimack River (USA) and New River (USA) shows similarities, with a tendency for the lateral spreading along the cross-shore axis of the nearfield. The inlet of the Merrimack River has a 300 m wide mouth and an outflow controlled by mesomareal tides, and Chen et al. (2009) estimated the relative lateral spreading increasing to 5 at 1000 m from the inlet. For the New River coastal plume, with a 1000-m-wide inlet in a mesomareal environment, simulated and observed dispersions of drifters showed higher spreading after the drifters reached deeper zones in the coastal zone (Spydell et al., 2015). Our results have similar features regarding the different spreading mechanisms observed for these plumes.

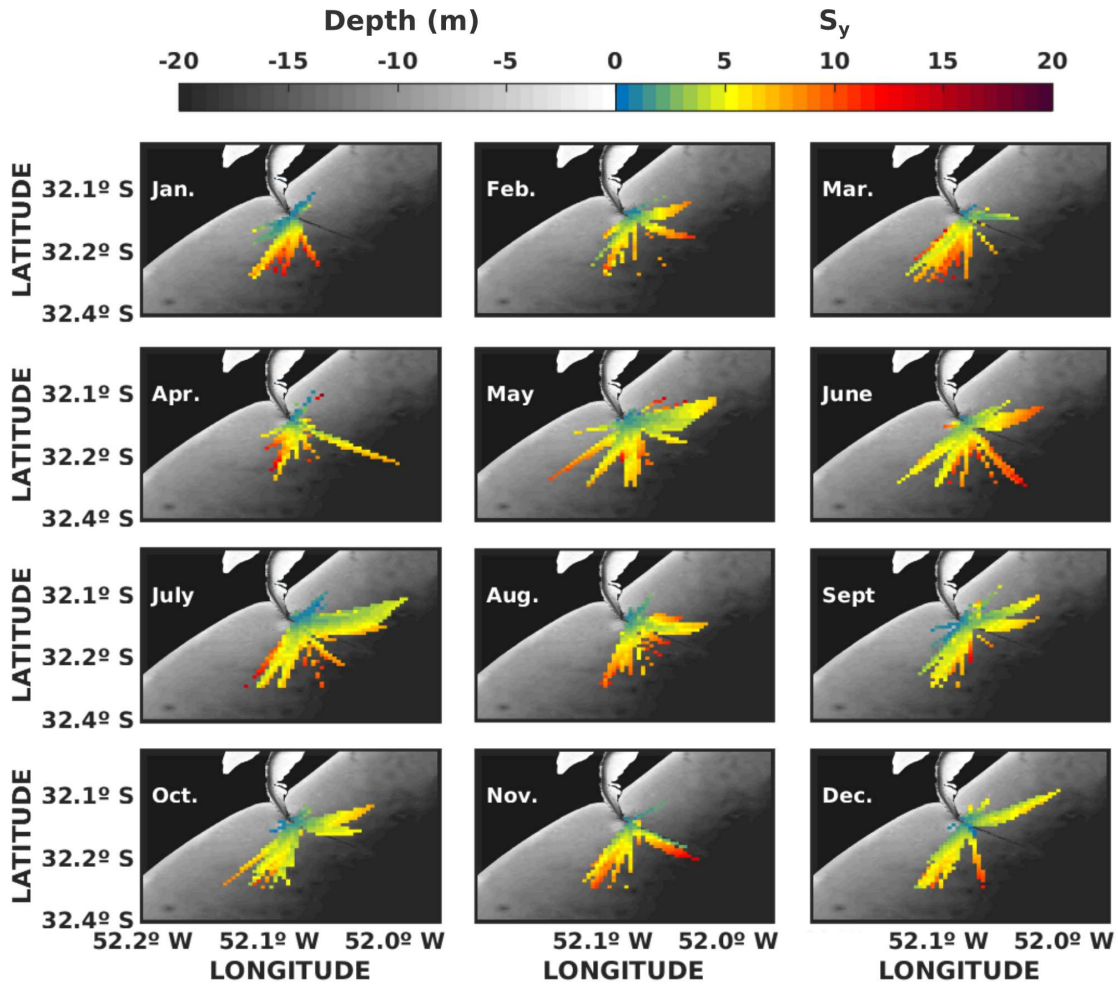


Figura 5.13: Monthly averaged spreading S_y along the y-axis for the simulation of 2003. Samescale colors used in Figure 9.

5.4 Conclusions

The dispersions of numerical drifters released in the Patos Lagoon coastal plume are simulated for two years under different riverine discharges. The low discharge simulation was performed through the hindcast of year 2012, with a mean total discharge of $1.2 \times 10^{-3} \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, while the high discharge corresponds to year 2003, with a mean total discharge of $2.4 \times 10^{-3} \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. The relative dispersion of the daily cluster of released drifters showed values that were enhanced in the high discharge regime in comparison to the low discharge regime.

Under similar wind conditions, the major effects of the differences in discharge regime were over the salinity field and velocities adjacent to the inlet mouth. Vertical distribution of salinity presented values lower in 2003 than in 2012; at the same time, year 2003 showed fewer periods of stratification. Scale parameters measured the distinctions between both simulations, highlighted by contrasts in plume width, plume thickness and by vertical velocity shear. The scale parameters highlight that the Patos Lagoon Coastal Plume are strongly

affected by the wind, but for higher discharges regimes, the inertial processes are enhanced.

The drifter dispersion clusters showed more intense advection during high discharge periods during 2003 when compared to the low discharge period of 2012. The relative dispersion calculated along the cross-shore and alongshore axes also presented enhanced values in the simulation of 2003. For both scenarios, the along-shore spreading of the plume was higher than the cross-shore spreading. This occurs because the coastal currents act to suppress cross-shore transport. When the plume outflows are enhanced by increasing riverine discharge, the cross-shore and alongshore spreading values are also increased due to the extended plume field over the inner shelf.

The riverine discharge showed an important role over the capacity of the Patos Lagoon Coastal Plume to spread radially over the inner shelf. For a small outflow, the results of this work highlight the variability of the spreading of this coastal plume. Since the spreading of the coastal plume is associated with the strength of its mixing with the surrounding environment, this study provides insight into how the Patos Lagoon Plume has the potential to disperse and deliver terrigenous material on the coastal zone and inner shelf.

Conclusões e Recomendações

Conclusões e Recomendações

6.1 Conclusões gerais

Através do resultado de simulações hidrodinâmicas e uso de um módulo de derivadores simulados, os padrões de circulação e transporte da Lagoa Mirim e Pluma da Lagoa dos Patos foram caracterizados. Neste Capítulo são feitas as respectivas conclusões desses dois temas abordados, assim como recomendações para trabalhos futuros.

6.1.1 Conclusões sobre o tempo de residência da Lagoa Mirim

As lagunas costeiras estranguladas são ambientes sujeitos diversos usos e que em virtudes de sua fisiografia, possuem limitada conexão com o mar. De forma que a renovação do volume dessas lagunas é relativamente baixa, o que vem associado a um maior risco de impactos por processos de eutrofização ou acúmulo de poluentes. A Lagoa Mirim é um laguna estrangulada sem conexão direta com o mar, estando ligada à Lagoa dos Patos através do estreito Canal de São Gonçalo. Essa laguna representa um recurso hídrico para diversos municípios do Brasil e Uruguai, que através do aporte dos seus rios, recebe uma carga contínua de nutrientes e compostos antropogênicos. Neste sentido estimativas do tempo de residência feitas a partir de simulações hidrodinâmicas, foram feitas para caracterizar a forma como esses compostos recirculam através da Lagoa Mirim.

Através da trajetória de derivadores simulados em três experimentos numéricos, que avaliaram como a ação combinada e individual do vento e descarga, estimativas mensais para o tempo de residência foram obtidas. A

descarga mostrou-se como a principal forçante a controlar a distribuição e variabilidade do tempo de residência médio, enquanto o vento foi responsável por modular individualmente o tempo de residência dentro dos setores da Lagoa Mirim. Os principais resultados desse estudo foram:

- O tempo de residência médio da Lagoa Mirim foi cerca de 180 dias, mas os setor mais isolados podem apresentar valores acima de 250 dias;
- A distribuição do tempo de residência se mostrou muito variável devido às oscilações da descarga dos rios e ação do vento;
- A descarga dos rios agiu de maneira distinta ao longo da Lagoa do Mirim, durante eventos de pico de descarga o escoamento induzido reduziu o tempo de residência à jusante, ao mesmo tempo causando constrição à montante;
- Os transportes induzidos pelo vento foram capazes de diminuir o tempo de residência das regiões mais isoladas da Lagoa Mirim, mas no setor norte foi responsável por formar um giro que proporcionava um maior tempo de retenção.

O setor sul da Lagoa Mirim apresentou os maiores tempos de residência, de forma que essa região se mostra mais vulnerável à entrada de contaminantes externos. Já o setor norte apresentou períodos em que a formação de um giro de recirculação promoveu diferenças até 50 entre as marges desse setor. Dessa forma a Lagoa Mirim apresenta uma baixa capacidade de renovação do seu volume, estando essa capacidade sujeita à uma grande variabilidade em função do regime de descarga e do vento. Onde o alto tempo de residência pode agravar impactos de poluentes ao propiciar maior tempo de interação com o sedimento e a biota da Lagoa Mirim.

6.1.2 Conclusões sobre o espalhamento da Pluma da Lagoa dos Patos

As plumas costeiras são feições criadas em regiões de influência da descarga de rios no ambiente marinho, cuja dinâmica afeta diversos processos físicos, químicos e biológicos. Sobre essa perspectiva, a importância da Pluma da Lagoa dos Patos reside sobre a variabilidade dos fluxos de sal, dispersão de contaminantes, transporte de sedimentos e de organismos na região estuarina e da plataforma interna. Diversos trabalhos, conduzidos a partir de observações, modelos numéricos e modelos físicos mostram que espalhamento radial das plumas costeiras é um fator relevante para esses processos citados. Neste trabalho as estimativas do espalhamento da pluma da Lagoa dos Patos foram realizadas em experimentos numéricos forçados por diferentes condições de descarga fluvial.

Os experimentos numéricos conduzidos foram referentes aos anos de 2003 e 2012, com o ano de 2003 (alta descarga) sendo simulado com o dobro da descarga fluvial total prescrita para o ano de 2012 (baixa descarga). As principais diferenças entre as duas simulações foram:

- O cenário com alta descarga é caracterizado por um maior comprimento horizontal e vertical médio da pluma em relação ao cenário de menor descarga;
- Na região da desembocadura, ocorreram diferenças na velocidade de escoamento, com a simulação de alta descarga apresentando velocidades de corrente de vazante mais intensas e mais frequentes;
- Os parâmetros de análise de escala para os dois cenários apresentaram diferenças comparáveis ao que se encontra reportado em outras plumas costeiras, referente a eventos favoráveis à condições de ressurgência e subsidência;
- O número de Richardson calculado ao longo das duas simulações mostrou que no caso de alta descarga, eventos em que a pluma possui energia cinética suficiente para erodir a estratificação vertical são mais frequentes, quando comparado ao caso de baixa descarga.

O espalhamento radial da pluma da Lagoa dos Patos foi estimado a partir da trajetória de 15 derivadores inertes lançados diariamente a partir da saída dos Molhes da Barra. De forma geral, em ambas as simulações a evolução da trajetória dos derivadores no interior e exterior do campo da pluma ocorre de forma distinta. Dentro do campo da pluma, a trajetória dos derivadores é caracterizada por um pronunciado espalhamento ao longo da costa, em relação ao espalhamento perpendicular à costa. No momento em que cruzam a frente da pluma, a trajetória dos derivadores passa a ser controlada pelas correntes costeiras, de forma que o espalhamento radial não é mais favorecido pelo regime local do escoamento da pluma.

Os resultados obtidos ao longo das duas simulações mostram que a variabilidade da trajetória e do espalhamento dos derivadores reflete o comportamento da pluma. A trajetória é associada a influência do vento e a intensidade do espalhamento é associada a flutuação da descarga total da Lagoa dos Patos. Em ambas as simulações, valores mais intensos de espalhamento em relação ao eixo orientado ao longo da costa foi maior após o aumento da descarga fluvial. Em termos absolutos, o espalhamento radial foi mais intenso na simulação prescrita com alta descarga, o que foi verificado ao longo de todos os meses simulados. Desta forma a descarga do canal, estritamente associada à estrutura da pluma, mostrou-se um fator importante sobre o espalhamento radial da pluma, frente à circulação costeira que tipicamente age de forma supressora ao espalhamento da pluma através da plataforma interna.

Sumarizando, este trabalho apresentou estimativas do espalhamento radial da pluma da Lagoa dos Patos em diferentes condições de descarga fluvial. As diferenças entre os dois cenários revelam como a variabilidade da

pluma pode afetar a dispersão de material na plataforma interna. O que representa uma contribuição genérica aos trabalhos conduzidos nessa região sobre a dispersão de sedimentos e organismos vivos, entre o potencial para dispersão de detritos antropogênicos como lixo marinho e contaminantes inertes.

6.2 Recomendações para trabalhos futuros

Ao abordar os objetivos apresentados pelos temas dessa dissertação, algumas recomendações são feitas para trabalhos futuros baseando-se nas limitações das abordagens usadas neste trabalho. Os resultados obtidos para ambos os temas foram limitados em virtude das simplificações das simulações hidrodinâmicas e pela disponibilidade de observações *in situ*. Os ambientes da Lagoa Mirim e Pluma da Lagoa dos Patos representam sistemas complexos cuja reprodução por modelos numéricos exige condições de contorno adequadas. Além disso a validação dos resultados obtidos por esses modelos exigem o uso de dados observacionais em diversas escalas. A seguir, são feitas recomendações, referentes aos temas dessa dissertação, para que essas limitações sejam tratadas em trabalhos futuros.

6.2.1 Recomendações para trabalhos sobre a Lagoa Mirim

Sobre trabalhos futuros com enfoque sobre fenômenos de circulação e transporte na Lagoa Mirim, são feitas as seguintes recomendações:

1. Realizar estimativas do tempo de residência considerando períodos mais longos de simulação;
2. Comparar estimativas do tempo de residência obtidas por diferentes métodos, que incluam processos de diluição por exemplo;
3. Os resultados apresentados nessa dissertação foram baseados no lançamento de derivadores simulados em toda a Lagoa Mirim, trabalhos futuros podem estender a abordagem e se basearem no lançamento contínuo de derivadores a partir dos rios;
4. Realizar estimativas de conectividade entre os setores da Lagoa Mirim, isto é, quantificar os caminhos preferenciais dos fluxos entre cada segmento da laguna;

De forma similar do que foi recomendado na subseção anterior, recomenda-se que trabalhos futuros busquem contornar limitações metodológicas associada a experimentos numéricos. Neste caso quanto ao uso de modelos tridimensionais e ao uso de condições de contorno mais apropriadas para reproduzir o sistema. Especificamente, a Lagoa Mirim possui diversas vias de conexões com os corpos hídricos circundantes, como a

Lagoa dos Patos e Lagoa Mangureira, de forma que trabalhos que intentem por um reprodução mais acurada desse sistema podem considerar representar todos esses ambientes em uma mesma malha computacional.

Por fim, recomenda-se que trabalhos futuros levem em consideração realizar trabalhos de campo na Lagoa Mirim, em virtude da escassez de dados observacionais nesse ambiente. Tendo em vista que informações de velocidade de corrente e qualidade da água são requeridos para validar experimentos numéricos e viabilizar seus aprimoramentos.

6.2.2 Recomendações para trabalhos sobre a Pluma da Lagoa dos Patos

Sobre trabalhos futuros com enfoque sobre o espalhamento radial da Pluma da Lagoa dos Patos, são recomendados os seguintes pontos:

1. Realizar estimativas do espalhamento radial da pluma a partir de simulações mais longas e contínuas, habilitando observar mais padrões de variabilidade;
2. A partir de avanços na capacidade de processamento da estrutura computacional, aumentar a amostragem a partir do aumento da quantidade e frequência de derivadores lançados;
3. Buscar a possibilidade de realizar experimentos *in situ* com derivadores georeferenciados, permitindo avaliar a performance dos módulos Lagrangeanos usados nas simulações;
4. Por último, usar outros métodos para estimar o espalhamento da pluma, como métodos baseados volumes de controle.

Outras recomendações são feitas sobre o ponto de vista dos métodos empregados. A condução deste trabalho ocorreu a partir do emprego de um modelo hidrodinâmico não-hidrostático, enquanto trabalhos anteriores empregaram modelos hidrostáticos. Entretanto além da discussão empregada no capítulo de validação do modelo, discussões sobre fenômenos como formação de ondas internas geradas pela pluma e sobre o transporte de sal no estuário não foram abordados. Desta forma esses temas são recomendados para trabalhos futuros baseados em modelagem hidrodinâmica.

Uma última recomendação se refere ao uso de condições de contornos atmosféricas e oceânicas a partir de modelos regionais e não globais. Desta forma, fenômenos de menor escala temporal e maior resolução espacial podem ser propriamente reproduzidos na região de estudo. Exemplos são referentes aos processos supra-maregráficos associados aos padrões de vento que influenciam o interior do sistema lagunar, estuário e o ambiente de plataforma.

CAPÍTULO 7

Referências

Referências Bibliográficas

- Albrecht, N. e Vennell, R. (2007). Tides in two constricted new zealand lagoons. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 41(1):103–118.
- Alpers, W. e Hennings, I. (1984). A theory of the imaging mechanism of underwater bottom topography. *Journal of Geophysical Research*, 89:1029–10546.
- Angus, S. (2016). Scottish saline lagoons: Impacts and challenges of climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 198:626–635.
- Arega, F., Armstrong, S., e Badr, A. (2008). Modeling of residence time in the East Scott Creek Estuary, South Carolina, USA. *Journal of Hydro-environment Research*, 2(2):99–108.
- Barros, G. e Marques, W. (2012). Long-Term Temporal Variability of the Freshwater Discharge and Water Levels at Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. *International Journal of Geophysics*, 2012.
- Bennett, A. (1984). Relative dispersion: Local and nonlocal dynamics. *Journal of the atmospheric sciences*, 41(11):1881–1886.
- Bird, E. C. (1994). Physical setting and geomorphology of coastal lagoons. *Elsevier Oceanography Series*, 60:9–39.
- Bradbrook, K. F., Lane, S. N., e Richards, K. S. (2000). Numerical simulation of three-dimensional, time-averaged flow structure at river channel confluences. *Water resources research*, 36(9):2731–2746.
- Brink, K. (1991). Coastal-trapped waves and wind-driven currents over the continental shelf. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 23(1):389–412.
- Brito, A. C., Newton, A., Tett, P., e Fernandes, T. F. (2012). How will shallow coastal lagoons respond to climate change? a modelling investigation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 112:98–104.
- Buffoni, G., Falco, P., Griffa, A., e Zambianchi, E. (1997). Dispersion processes and residence times in a semi-enclosed basin with recirculating gyres: An application to the tyrrhenian sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C8):18699–18713.
- Burrage, D., Wesson, J., Martinez, C., Pérez, T., Möller, O., e Piola, A. (2008). Patos Lagoon outflow within the Río de la Plata plume using an airborne salinity mapper: Observing an embedded plume. *Continental Shelf Research*, 28(13):1625–1638.
- Canu, D. M., Solidoro, C., Umgiesser, G., Cucco, A., e Ferrarin, C. (2012). Assessing confinement in coastal lagoons. *Marine pollution bulletin*, 64(11):2391–2398.

- Castelao, R. M. e Moller Jr, O. O. (2006). A modeling study of Patos Lagoon (Brazil) flow response to idealized wind and river discharge: Dynamical analysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 54(1):1–17.
- Castro, B. d. e Miranda, L. d. (1998). Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4 n and 34 s. *The sea*, 11(1):209–251.
- Chao, S.-Y. (1988). Wind-driven motion of estuarine plumes. *Journal of Physical Oceanography*, 18(8):1144–1166.
- Chao, S.-Y. (1990). Tidal modulation of estuarine plumes. *Journal of Physical Oceanography*, 20(7):1115–1123.
- Chassignet, E. P., Hurlburt, H. E., Smedstad, O. M., Halliwell, G. R., Hogan, P. J., Wallcraft, A. J., Baraille, R., e Bleck, R. (2007). The HYCOM (hybrid coordinate ocean model) data assimilative system. *Journal of Marine Systems*, 65(1):60–83.
- Chen, F., MacDonald, D. G., e Hetland, R. D. (2009). Lateral spreading of a near-field river plume: Observations and numerical simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C7).
- Chen, S.-N. (2014). Enhancement of alongshore freshwater transport in surface-advected river plumes by tides. *Journal of Physical Oceanography*, 44(11):2951–2971.
- Christodoulou, G. (1986). Interfacial mixing in stratified flows. *Journal of hydraulic research*, 24(2):77–92.
- Cole, K. L. e Hetland, R. D. (2016). The Effects of Rotation and River Discharge on Net Mixing in Small-Mouth Kelvin Number Plumes. *Journal of Physical Oceanography*, 46(5):1421–1436.
- Congedo, L. (2016). Semi-Automatic Classification Plugin Documentation. Release 6.0.1.1. Technical report.
- Costi, J., Marques, W. C., de Paula Kirinus, E., de Freitas Duarte, R., e Arigony-Neto, J. (2018). Water level variability of the mirim-são gonçalo system, a large, subtropical, semi-enclosed coastal complex. *Advances in Water Resources*, 117:75–86.
- Costi, J., Oleinik, P. H., Monteiro, C. B., Marques, W. C., e Arigony-Neto, J. (2016). An automated structure for acquiring and processing sentinel-1 data and its applicability for coastal studies. In *Defect and Diffusion Forum*, volume 372, pages 122–131. Trans Tech Publishing.
- Csanady, G. (1973). Wind-induced barotropic motions in long lakes. *Journal of Physical Oceanography*, 3(4):429–438.
- Cucco, A. e Umgiesser, G. (2006). Modeling the venice lagoon residence time. *Ecological modelling*, 193(1):34–51.
- Cucco, A. e Umgiesser, G. (2015). The trapping index: How to integrate the eulerian and the lagrangian approach for the computation of the transport time scales of semi-enclosed basins. *Marine pollution bulletin*, 98(1):210–220.
- Cushman-Roisin, B. e Beckers, J.-M. (2011). *Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects*, volume 101. Academic press.
- Danovaro, R., Gambi, C., Manini, E., e Fabiano, M. (2000). Meiofauna response to a dynamic river plume front. *Marine Biology*, 137(2):359–370.
- de Barros, G. P., Marques, W. C., e Kirinus, E. d. P. (2014). Influence of the freshwater discharge on the hydrodynamics of Patos Lagoon, Brazil. *International Journal of Geosciences*, 2014.
- Dee, D. P., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., et al. (2011). The era-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656):553–597.

- DiGiacomo, P. M., Washburn, L., Holt, B., e Jones, B. H. (2004). Coastal pollution hazards in southern California observed by SAR imagery: stormwater plumes, wastewater plumes, and natural hydrocarbon seeps. *Marine Pollution Bulletin*, 49(11-12):1013–1024.
- Dumas, F., Stanisière, J.-Y., e Maurer, D. (2009). Hydrodynamic characterization of the arcachon bay, using model-derived descriptors. *Continental Shelf Research*, 29(8):1008–1013.
- Egbert, G. D. e Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2):183–204.
- Ellison, T. e Turner, J. (1959). Turbulent entrainment in stratified flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 6(3):423–448.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., et al. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).
- Fernandes, E., Dyer, K., Moller, O., e Niencheski, L. (2002). The Patos Lagoon hydrodynamics during an El Niño event (1998). *Continental Shelf Research*, 22(11-13):1699–1713.
- Fernandes, E. H., Dyer, K. R., e Niencheski, L. F. H. (2001). Calibration and validation of the telemac-2d model to the patos lagoon (brazil). *Journal of Coastal Research*, pages 470–488.
- Fernandes, E. H. L., Dyer, K. R., e Moller, O. O. (2005). Spatial gradients in the flow of southern Patos Lagoon. *Journal of Coastal Research*, pages 759–769.
- Ferrarin, C., Bajo, M., Bellafore, D., Cucco, A., De Pascalis, F., Ghezzi, M., e Umgiesser, G. (2014a). Toward homogenization of mediterranean lagoons and their loss of hydrodiversity. *Geophysical Research Letters*, 41(16):5935–5941.
- Ferrarin, C., Bergamasco, A., Umgiesser, G., e Cucco, A. (2013). Hydrodynamics and spatial zonation of the capo peloro coastal system (sicily) through 3-d numerical modeling. *Journal of Marine Systems*, 117:96–107.
- Ferrarin, C., Umgiesser, G., Bajo, M., Bellafore, D., De Pascalis, F., Ghezzi, M., Mattassi, G., e Scroccaro, I. (2010). Hydraulic zonation of the lagoons of marano and grado, italy. a modelling approach. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 87(4):561–572.
- Ferrarin, C., Zaggia, L., Paschini, E., Scirocco, T., Lorenzetti, G., Bajo, M., Penna, P., Francavilla, M., Daddamo, R., e Guerzoni, S. (2014b). Hydrological regime and renewal capacity of the micro-tidal lesina lagoon, italy. *Estuaries and coasts*, 37(1):79–93.
- Fiandrino, A., Ouisse, V., Dumas, F., Lagarde, F., Pete, R., Malet, N., Le Noc, S., e de Wit, R. (2017). Spatial patterns in coastal lagoons related to the hydrodynamics of seawater intrusion. *Marine pollution bulletin*, 119(1):132–144.
- Fong, D. A. e Geyer, W. R. (2002). The alongshore transport of freshwater in a surface-trapped river plume. *Journal of Physical Oceanography*, 32(3):957–972.
- Fontoura, J. A., Almeida, L. E., Calliari, L. J., Cavalcanti, A. M., Möller Jr, O., Romeu, M. A. R., e Christófar, B. R. (2012). Coastal Hydrodynamics and Longshore Transport of Sand on Cassino Beach and on Mar Grosso Beach, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 29(4):855–869.
- Garcia, B. I., Hickey, B., e Kawase, M. (2002). Influence of wind stress and ambient flow on a high discharge river plume. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C9).
- Garvine, R. W. (1995). A dynamical system for classifying buoyant coastal discharges. *Continental Shelf Research*, 15(13):1585–1596.

- Garvine, R. W. (1999). Penetration of buoyant coastal discharge onto the continental shelf: A numerical model experiment. *Journal of Physical Oceanography*, 29(8):1892–1909.
- Geyer, W., Hill, P., e Kineke, G. (2004). The transport, transformation and dispersal of sediment by buoyant coastal flows. *Continental Shelf Research*, 24(7-8):927–949.
- Ghezzi, M., De Pascalis, F., Umgiesser, G., Zemly, P., Sigovini, M., Marcos, C., e Pérez-Ruzafa, A. (2015). Connectivity in three european coastal lagoons. *Estuaries and coasts*, 38(5):1764–1781.
- Grifoll, M., Del Campo, A., Espino, M., Mader, J., González, M., e Borja, Á. (2013). Water renewal and risk assessment of water pollution in semi-enclosed domains: Application to bilbao harbour (bay of biscay). *Journal of marine systems*, 109:S241–S251.
- Grimm, A. M. e Saboia, J. P. (2015). Interdecadal variability of the south american precipitation in the monsoon season. *Journal of Climate*, 28(2):755–775.
- Guo, X. e Valle-Levinson, A. (2007). Tidal effects on estuarine circulation and outflow plume in the Chesapeake Bay. *Continental Shelf Research*, 27(1):20–42.
- Guo, X. e Valle-Levinson, A. (2008). Wind effects on the lateral structure of density-driven circulation in Chesapeake Bay. *Continental Shelf Research*, 28(17):2450–2471.
- Halverson, M. J. e Pawlowicz, R. (2008). Estuarine forcing of a river plume by river flow and tides. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C9).
- Hervouet, J.-M. (2000). Telemac modelling system: an overview. *Hydrological Processes*, 14(13):2209–2210.
- Hervouet, J. M. (2007). *Free surface flows: Modelling with finite element methods*. John Wiley & Sons, England.
- Hetland, R. D. (2005). Relating river plume structure to vertical mixing. *Journal of Physical Oceanography*, 35(9):1667–1688.
- Hetland, R. D. (2010). The effects of mixing and spreading on density in near-field river plumes. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 49(1):37–53.
- Hetland, R. D. (2017). Suppression of Baroclinic Instabilities in Buoyancy-Driven Flow over Sloping Bathymetry. *Journal of Physical Oceanography*, 47(1):49–68.
- Hetland, R. D. e MacDonald, D. G. (2008). Spreading in the near-field Merrimack River plume. *Ocean Modelling*, 21(1):12–21.
- Hickey, B., Geier, S., Kachel, N., e MacFadyen, A. (2005). A bi-directional river plume: The Columbia in summer. *Continental Shelf Research*, 25(14):1631–1656.
- Hill, A. E. (1998). Buoyancy effects in coastal and shelf seas. *The sea*, 10:21–62.
- Hirata, F. E., Möller Junior, O. O., e Mata, M. M. (2010). Regime shifts, trends and interannual variations of water level in mirim lagoon, southern brazil. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, 5(2):254–266.
- Hodapp, M. J., Kirinus, E. d. P., Marques, W. C., Oleinik, P. H., e Moller, O. O. (2018). Investigation of persistent coherent structures along the Southern Brazilian Shelf. *Brazilian Journal of Oceanography*, 66(2):199–209.
- Horner-Devine, A. R., Hetland, R. D., e MacDonald, D. G. (2015). Mixing and transport in coastal river plumes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 47:569–594.
- Huang, W. e Spaulding, M. (2002). Modelling residence-time response to freshwater input in apalachicola bay, florida, usa. *Hydrological Processes*, 16(15):3051–3064.

- Iwanaka, Y. e Isobe, A. (2018). Tidally Induced Instability Processes Suppressing River Plume Spread in a Nonrotating and Nonhydrostatic Regime. *Journal of Geophysical Research: Oceans*.
- Izett, J. G. e Fennel, K. (2018a). Estimating the Cross-Shelf Export of Riverine Materials: Part 1. General Relationships From an Idealized Numerical Model. *Global Biogeochemical Cycles*, 32(2):160–175.
- Izett, J. G. e Fennel, K. (2018b). Estimating the Cross-Shelf Export of Riverine Materials: Part 2. Estimates of Global Freshwater and Nutrient Export. *Global Biogeochemical Cycles*, 32(2):176–186.
- Jones, G. R., Nash, J. D., Doneker, R. L., e Jirka, G. H. (2007). Buoyant surface discharges into water bodies. I: Flow classification and prediction methodology. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(9):1010–1020.
- Jurisa, J. T., Nash, J. D., Moum, J. N., e Kilcher, L. F. (2016). Controls on Turbulent Mixing in a Strongly Stratified and Sheared Tidal River Plume. *Journal of Physical Oceanography*, 46(8):2373–2388.
- Justić, D., Rabalais, N. N., Turner, R. E., e Dortch, Q. (1995). Changes in nutrient structure of river-dominated coastal waters: stoichiometric nutrient balance and its consequences. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 40(3):339–356.
- Kämpf, J. e Ellis, H. (2014). Hydrodynamics and flushing of coffin bay, south australia: A small tidal inverse estuary of interconnected bays. *Journal of Coastal Research*, 31(2):447–456.
- Kasai, A., Hill, A. E., Fujiwara, T., e Simpson, J. H. (2000). Effect of the Earth's rotation on the circulation in regions of freshwater influence. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C7):16961–16969.
- Kay, S. (1988). *Modern Spectral Estimation: Theory and Application*. Prentice Hall.
- Kilcher, L. F., Nash, J. D., e Moum, J. N. (2012). The role of turbulence stress divergence in decelerating a river plume. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C5).
- Kim, C.-K., Park, K., Powers, S. P., Graham, W. M., e Bayha, K. M. (2010). Oyster larval transport in coastal Alabama: Dominance of physical transport over biological behavior in a shallow estuary. *Journal of Geophysical Research*, 115(C10):C10019.
- Kirinus, E. d. P., Marques, W. C., da Costa, J. C., Le, E. H., et al. (2012). The contribution of waves in mixing processes of the Patos Lagoon plume.
- Kjerfve, B. (1986). *Comparative oceanography of coastal lagoons*. Press, Academic.
- Knoppers, B., Kjerfve, B., e Carmouze, J.-P. (1991). Trophic state and water turn-over time in six choked coastal lagoons in brazil. *Biogeochemistry*, 14(2):149–166.
- Lai, Z., Ma, R., Gao, G., Chen, C., e Beardsley, R. C. (2015). Impact of multichannel river network on the plume dynamics in the Pearl River estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(8):5766–5789.
- Lee, J. e Valle-Levinson, A. (2013). Bathymetric effects on estuarine plume dynamics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(4):1969–1981.
- Leite Ribeiro, M., Blanckaert, K., Roy, A., e Schleiss, A. J. (2012). Flow and sediment dynamics in channel confluences. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F1):1–19.
- Lentz, S. J. e Largier, J. (2006). The influence of wind forcing on the Chesapeake Bay buoyant coastal current. *Journal of Physical Oceanography*, 36(7):1305–1316.
- Li, Q. P., Zhou, W., Chen, Y., e Wu, Z. (2018). Phytoplankton response to a plume front in the northern South China Sea. *Biogeosciences*, 15(8):2551.
- Lofquist, K. (1960). Flow and stress near an interface between stratified liquids. *The Physics of Fluids*, 3(2):158–175.

- MacDonald, D. G., Carlson, J., e Goodman, L. (2013). On the heterogeneity of stratified-shear turbulence: Observations from a near-field river plume. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(11):6223–6237.
- Mahiques, M. M., Tessler, M. G., Ciotti, A. M., da Silveira, I. C. A., e Sousa, S. H. d. M., Figueira, R. C. L., Tassinari, C. C. G., Furtado, V. V., e Passos, R. F. (2004). Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. *Continental Shelf Research*, 24(15):1685–1697.
- Marques, W., Fernandes, E., Monteiro, I., e Möller, O. (2009). Numerical modeling of the Patos Lagoon coastal plume, Brazil. *Continental Shelf Research*, 29(3):556–571.
- Marques, W., Stringari, C., Kirinus, E., Möller, O., Toldo, E., e Andrade, M. (2017). Numerical modeling of the Tramandaí beach oil spill, Brazil—Case study for January 2012 event. *Applied Ocean Research*, 65:178–191.
- Marques, W. C. (2012). The temporal variability of the freshwater discharge and water levels at the patos lagoon, brazil. *International Journal of Geosciences*, 3(04):758.
- Marques, W. C., Fernandes, E. H., e Moller, O. O. (2010a). Straining and advection contributions to the mixing process of the Patos Lagoon coastal plume, Brazil. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C6).
- Marques, W. C., Fernandes, E. H., Moraes, B. C., Möller, O. O., e Malcherek, A. (2010b). Dynamics of the Patos Lagoon coastal plume and its contribution to the deposition pattern of the southern Brazilian inner shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C10).
- Marques, W. C., Fernandes, E. H. L., Moraes, B. C., Moller, O. O., e Malcherek, A. (2010c). “Dynamics of the Patos Lagoon coastal plume and its contribution to the deposition pattern of the southern Brazilian inner shelf,”. *Journal of Geophysical Research*, 115:1–22.
- Marques, W. C., Monteiro, I. O., et al. (2011). The Exchange Processes in the Patos Lagoon Estuarine Channel, Brazil. *International Journal of Geosciences*, 2(03):248.
- Marshall, J., Hill, C., Perelman, L., e Adcroft, A. (1997). Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C3):5733–5752.
- Marta-Almeida, M., Mendes, R., Amorim, F. N., Cirano, M., e Dias, J. M. (2016). Fundão Dam collapse: Oceanic dispersion of River Doce after the greatest Brazilian environmental accident. *Marine pollution bulletin*, 112(1):359–364.
- Matano, R. P., Combes, V., Piola, A. R., Guerrero, R., Palma, E. D., Ted Strub, P., James, C., Fenco, H., Chao, Y., e Saraceno, M. (2014). The salinity signature of the cross-shelf exchanges in the Southwestern Atlantic Ocean: Numerical simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(11):7949–7968.
- Matano, R. P. e Palma, E. D. (2010). The upstream spreading of bottom-trapped plumes. *Journal of Physical Oceanography*, 40(7):1631–1650.
- McCabe, R. M., MacCready, P., e Hickey, B. M. (2009). Ebb-Tide Dynamics and Spreading of a Large River Plume*. *Journal of Physical Oceanography*, 39(11):2839–2856.
- Mechoso, C. R. e Iribarren, G. P. (1992). Streamflow in southeastern south america and the southern oscillation. *Journal of climate*, 5(12):1535–1539.
- Mendes, R., Sousa, M. C., Gómez-Gesteira, M., Dias, J. M., et al. (2016). New insights into the Western Iberian Buoyant Plume: Interaction between the Douro and Minho River plumes under winter conditions. *Progress in Oceanography*, 141:30–43.
- Meyers, S. D. e Luther, M. E. (2008). A numerical simulation of residual circulation in tampa bay. part ii: Lagrangian residence time. *Estuaries and Coasts*, 31(5):815–827.

- Meyers, S. D., Luther, M. E., Wilson, M., Havens, H., Linville, A., e Sopkin, K. (2007). A numerical simulation of residual circulation in tampa bay. part i: Low-frequency temporal variations. *Estuaries and Coasts*, 30(4):679–697.
- Milliman, J. D., Farnsworth, K., Jones, P., Xu, K., e Smith, L. (2008). Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000. *Global and planetary change*, 62(3-4):187–194.
- Milliman, J. D. e Syvitski, J. P. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*, 100(5):525–544.
- Möller, O. O., Castaing, P., Fernandes, E. H. L., e Lazure, P. (2007). Tidal frequency dynamics of a southern brazil coastal lagoon: choking and short period forced oscillations. *Estuaries and Coasts*, 30(2):311–320.
- Möller, O. O., Castaing, P., Salomon, J.-C., e Lazure, P. (2001). The influence of local and non-local forcing effects on the subtidal circulation of patos lagoon. *Estuaries and Coasts*, 24(2):297–311.
- Moller, O. O., Lorenzzetti, J. A., Stech, J. L., e Mata, M. M. (1996). The Patos Lagoon summertime circulation and dynamics. *Continental Shelf Research*, 16:335–351.
- Möller, O. O., Piola, A. R., Freitas, A. C., e Campos, E. J. (2008). The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern south america. *Continental Shelf Research*, 28(13):1607–1624.
- Monsen, N. E., Cloern, J. E., Lucas, L. V., e Monismith, S. G. (2002). A comment on the use of flushing time, residence time, and age as transport time scales. *Limnology and Oceanography*, 47(5):1545–1553.
- Nash, J. D. e Moum, J. N. (2005). River plumes as a source of large-amplitude internal waves in the coastal ocean. *Nature*, 437(7057):400–403.
- Nichols, M. M. e Boon, J. D. (1994). Sediment transport processes in coastal lagoons. *Elsevier oceanography series*, 60:157–219.
- Odebrecht, C., Abreu, P. C., Bemvenuti, C. E., Copertino, M., Muelbert, J. H., Vieira, J. P., e Seeliger, U. (2010). The Patos Lagoon Estuary, Southern Brazil. In *Coastal Lagoons: Critical Habitats of Environmental Change*, pages 433–455. CRC Press.
- O'Donnell, J., Ackleson, S. G., e Levine, E. R. (2008). On the spatial scales of a river plume. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C4).
- Oliveira, A., Fortunato, A. B., e Pinto, L. (2006a). Modelling the hydrodynamics and the fate of passive and active organisms in the Guadiana estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 70(1-2):76–84.
- Oliveira, A., Fortunato, A. B., e Rego, J. R. (2006b). Effect of morphological changes on the hydrodynamics and flushing properties of the Óbidos lagoon (Portugal). *Continental Shelf Research*, 26(8):917–942.
- Orfila, A., Jordi, A., Basterretxea, G., Vizoso, G., Marbà, N., Duarte, C., Werner, F., e Tintoré, J. (2005). Residence time and *Posidonia oceanica* in Cabrera Archipelago National Park, Spain. *Continental Shelf Research*, 25(11):1339–1352.
- Orton, P. M. e Jay, D. A. (2005). Observations at the tidal plume front of a high-volume river outflow. *Geophysical Research Letters*, 32(11).
- Ostrander, C. E., McManus, M. A., DeCarlo, E. H., e Mackenzie, F. T. (2008). Temporal and spatial variability of freshwater plumes in a semiencloded estuarine–bay system. *Estuaries and Coasts*, 31(1):192.
- Palma, E. D. e Matano, R. P. (2012). A numerical study of the Magellan Plume. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C5).
- Patgaonkar, R. S., Vethamony, P., Lokesh, K., e Babu, M. (2012). Residence time of pollutants discharged in the Gulf of Kachchh, northwestern Arabian Sea. *Marine Pollution Bulletin*, 64(8):1659–1666.

- Paula Kirinus, E. d. e Marques, W. C. (2015). Viability of the application of marine current power generators in the south brazilian shelf. *Applied Energy*, 155:23–34.
- Pereira, R. e Niencheski, L. (2004). Simulação do tempo de residência da lagoa dos patos. In *XXI Congresso Latino-americano de Hidráulica. São Pedro/São Paulo, Brasil*.
- Pimenta, F. M. e Kirwan Jr, A. (2014). The response of large outflows to wind forcing. *Continental Shelf Research*, 89:24–37.
- Qu, H. J. e Kroeze, C. (2010). Past and future trends in nutrients export by rivers to the coastal waters of China. *Science of the total Environment*, 408(9):2075–2086.
- Rijnsburger, S., Flores, R. P., Pietrzak, J. D., Horner-Devine, A. R., e Souza, A. J. (2018). The influence of tide and wind on the propagation of fronts in a shallow river plume. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(6):3757–3776.
- Rodríguez-Gallego, L., Achkar, M., Defeo, O., Vidal, L., Meerhoff, E., e Conde, D. (2017). Effects of land use changes on eutrophication indicators in five coastal lagoons of the southwestern atlantic ocean. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 188:116–126.
- Rong, Z., Hetland, R. D., Zhang, W., e Zhang, X. (2014). Current–wave interaction in the Mississippi–Atchafalaya river plume on the Texas–Louisiana shelf. *Ocean Modelling*, 84:67–83.
- Roselli, L., Fabbrocini, A., Manzo, C., e D’Adamo, R. (2009). Hydrological heterogeneity, nutrient dynamics and water quality of a non-tidal lentic ecosystem (lesina lagoon, italy). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 84(4):539–552.
- Rueda, F., Moreno-Ostos, E., e Armengol, J. (2006). The residence time of river water in reservoirs. *Ecological Modelling*, 191(2):260–274.
- Safak, I., Wiberg, P., Richardson, D., e Kurum, M. (2015). Controls on residence time and exchange in a system of shallow coastal bays. *Continental Shelf Research*, 97:7–20.
- Sámano, M. L., Bárcena, J. F., García, A., Gómez, A. G., Álvarez, C., e Revilla, J. A. (2012). Flushing time as a descriptor for heavily modified water bodies classification and management: application to the huelva harbour. *Journal of environmental management*, 107:37–44.
- Sanders, T. M. e Garvine, R. W. (2001). Fresh water delivery to the continental shelf and subsequent mixing: An observational study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C11):27087–27101.
- Schiller, R., Kourafalou, V., Hogan, P., e Walker, N. (2011). The dynamics of the Mississippi River plume: Impact of topography, wind and offshore forcing on the fate of plume waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C6).
- Sharples, J., Middelburg, J. J., Fennel, K., e Jickells, T. D. (2016). What proportion of riverine nutrients reaches the open ocean? *Global Biogeochemical Cycles*.
- Simmons, A., Uppala, S., Dee, D., e Kobayashi, S. (2007). ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF newsletter*, 110(110):25–35.
- Simpson, J. H., Bos, W. G., Schirmer, F., Souza, A. J., Rippeth, T. P., Jones, S. E., e Hydes, D. (1993). Periodic stratification in the Rhine ROFI in the North Sea. *Oceanologica Acta*, 16(1):23–32.
- Soares, I. et al. (2001). Low-frequency currents and water mass spatial distribution on the southern Brazilian shelf. *Continental Shelf Research*, 21(16):1785–1814.
- Spagnoli, F., Specchiulli, A., Scirocco, T., Carapella, G., Villani, P., Casolino, G., Schiavone, P., e Franchi, M. (2002). The lago di varano: Hydrologic characteristics and sediment composition. *Marine Ecology*, 23(s1):384–394.

- Spencer, D., Lemckert, C., Yu, Y., Gustafson, J., Lee, S., e Zhang, H. (2014). Quantifying dispersion in an estuary: A Lagrangian drifter approach. *Journal of Coastal Research*, 70:29–34.
- Spydell, M. S., Feddersen, F., Olabarrieta, M., Chen, J., Guza, R., Raubenheimer, B., e Elgar, S. (2015). Observed and modeled drifters at a tidal inlet. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(7):4825–4844.
- Stech, J. L. e Lorenzzetti, J. A. (1992). The response of the south brazil bight to the passage of wintertime cold fronts. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C6):9507–9520.
- Suanda, S. H., Kumar, N., Miller, A. J., Di Lorenzo, E., Haas, K., Cai, D., Edwards, C. A., Washburn, L., Fewings, M. R., Torres, R., et al. (2016). Wind relaxation and a coastal buoyant plume north of Pt. Conception, CA: Observations, simulations, and scalings. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(10):7455–7475.
- Takeoka, H. (1984). Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea. *Continental Shelf Research*, 3(3):311–326.
- Tartinville, B., Deleersnijder, E., e Rancher, J. (1997). The water residence time in the mururoa atoll lagoon: sensitivity analysis of a three-dimensional model. *Coral Reefs*, 16(3):193–203.
- Thackston, E. L., Shields Jr, F. D., e Schroeder, P. R. (1987). Residence time distributions of shallow basins. *Journal of Environmental Engineering*, 113(6):1319–1332.
- Thomson, R. E. e Emery, W. J. (2014). *Data analysis methods in physical oceanography*. Newnes.
- Thyng, K. M. e Hetland, R. D. (2018). Seasonal and interannual cross-shelf transport over the Texas and Louisiana continental shelf. *Continental Shelf Research*, 160:23–35.
- Tilburg, C. E., Gill, S. M., Zeeman, S. I., Carlson, A. E., Arienti, T. W., Eickhorst, J. A., e Yund, P. O. (2011). Characteristics of a shallow river plume: observations from the Saco River Coastal Observing System. *Estuaries and coasts*, 34(4):785–799.
- Trenberth, K. E., Smith, L., Qian, T., Dai, A., e Fasullo, J. (2007). Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4):758–769.
- Umgiesser, G., Ferrarin, C., Cucco, A., De Pascalis, F., Bellafore, D., Ghezzi, M., e Bajo, M. (2014). Comparative hydrodynamics of 10 Mediterranean lagoons by means of numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(4):2212–2226.
- Vizy, E. K. e Cook, K. H. (2010). Influence of the Amazon/Orinoco Plume on the summertime Atlantic climate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D21).
- Wan, Y., Qiu, C., Doering, P., Ashton, M., Sun, D., e Coley, T. (2013). Modeling residence time with a three-dimensional hydrodynamic model: Linkage with chlorophyll a in a subtropical estuary. *Ecological modelling*, 268:93–102.
- Warrick, J. A., DiGiacomo, P. M., Weisberg, S. B., Nezhin, N. P., Mengel, M., Jones, B. H., Ohlmann, J. C., Washburn, L., Terrill, E. J., e Farnsworth, K. L. (2007). River plume patterns and dynamics within the Southern California Bight. *Continental Shelf Research*, 27(19):2427–2448.
- Warrick, J. A. e Farnsworth, K. L. (2017). Coastal river plumes: collisions and coalescence. *Progress in Oceanography*, 151:245–260.
- Warrick, J. A. e Stevens, A. W. (2011). A buoyant plume adjacent to a headland—Observations of the Elwha River plume. *Continental Shelf Research*, 31(2):85–97.
- Webb, B. M. e Marr, C. (2016). Spatial variability of hydrodynamic timescales in a broad and shallow estuary: Mobile bay, alabama. *Journal of Coastal Research*, 32(6):1374–1388.

- Wheatcroft, R. A., Hatten, J. A., Pasternack, G. B., Warrick, J. A., et al. (2010). The role of effective discharge in the ocean delivery of particulate organic carbon by small, mountainous river systems. *Limnology and Oceanography*, 55(1):161–171.
- White, R. e Toumi, R. (2014). River flow and ocean temperatures: The Congo River. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(4):2501–2517.
- Whitney, M. M. e Garvine, R. W. (2005). Wind influence on a coastal buoyant outflow. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C3).
- Wright, L. e Coleman, J. M. (1971). Effluent expansion and interfacial mixing in the presence of a salt wedge, Mississippi River delta. *Journal of Geophysical Research*, 76(36):8649–8661.
- Wu, H., Zhu, J., Shen, J., e Wang, H. (2011). Tidal modulation on the Changjiang River plume in summer. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C8).
- Wysocki, L. A., Bianchi, T. S., Powell, R. T., e Reuss, N. (2006). Spatial variability in the coupling of organic carbon, nutrients, and phytoplankton pigments in surface waters and sediments of the Mississippi River plume. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69(1-2):47–63.
- Yankovsky, A. E. (2000). The cyclonic turning and propagation of buoyant coastal discharge along the shelf. *Journal of Marine Research*, 58(4):585–607.
- Yankovsky, A. E. e Chapman, D. C. (1997). A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges. *Journal of Physical oceanography*, 27(7):1386–1401.
- Yankovsky, A. E., Hickey, B. M., e Münchow, A. K. (2001). Impact of variable inflow on the dynamics of a coastal buoyant plume. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C9):19809–19824.
- Yasin, J. A., Kroeze, C., e Mayorga, E. (2010). Nutrients export by rivers to the coastal waters of Africa: past and future trends. *Global Biogeochemical Cycles*, 24(4).
- Yuan, Y. e Horner-Devine, A. R. (2013). Laboratory investigation of the impact of lateral spreading on buoyancy flux in a river plume. *Journal of Physical Oceanography*, 43(12):2588–2610.
- Zavialov, P., Kostianoy, A., e Möller, O. (2003). SAFARI cruise: mapping river discharge effects on Southern Brazilian shelf. *Geophysical Research Letters*, 30(21).
- Zavialov, P., Möller, O., e Campos, E. (2002). First direct measurements of currents on the continental shelf of southern Brazil. *Continental Shelf Research*, 22(14):1975–1986.
- Zavialov, P., Pelevin, V., Belyaev, N., Izhitskiy, A., Konovalov, B., Kremenskiy, V., Goncharenko, I., Osadchiv, A., Soloviev, D., Garcia, C., et al. (2018). High resolution LiDAR measurements reveal fine internal structure and variability of sediment-carrying coastal plume. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*.
- Zhao, J., Gong, W., e Shen, J. (2018). The effect of wind on the dispersal of a tropical small river plume. *Frontiers of Earth Science*, 12(1):170–190.