

SOBRE A CIRCULAÇÃO TRIDIMENSIONAL FORÇADA POR VENTOS NA LAGOA DOS PATOS

RENATO MENEZES CASTELÃO¹ & OSMAR OLINTO MÖLLER JR.²

¹College of Oceanic & Atmospheric Sciences, Oregon State University, 104 Ocean Admin. Building, Corvallis/OR, 97331, Estados Unidos.

²Departamento de Física, Fundação Universidade Federal do Rio Grande, Av. Itália, km 8, CP 474, Rio Grande/RS, 96201-900, Brasil.

¹castelao@coas.oregonstate.edu – ²dfsomj@furg.br

RESUMO

O modelo numérico da Universidade de Princeton (POM) foi utilizado no estudo da circulação tridimensional forçada por ventos na Lagoa dos Patos. As elevações de nível geradas com uma grade maior, de menor resolução, foram utilizadas como condição de contorno para as simulações com uma grade menor, de maior resolução. Os resultados obtidos mostraram que o vento gera um desnível entre as extremidades da lagoa, que pode atingir 0,08 m para ventos de 4 ms^{-1} . Ventos de nordeste (sudeste) causam elevação (depressão) na região da Ponta da Feitoria, e depressão (elevação) em Itapoã. Arambaré funciona como a linha nodal da lagoa. Na plataforma continental, o vento nordeste (sudeste) causa depressão (elevação) no nível na região costeira. Em função da orientação da lagoa e do efeito de rotação da Terra, as respostas do oceano e do interior da lagoa ao vento são complementares. O gradiente barotrópico gerado entre estes dois sistemas constitui-se no principal mecanismo responsável por bombear água para dentro ou fora da lagoa. No corpo lagunar, há a formação de quatro células verticais de circulação, causadas pela topografia. As velocidades superficiais na lagoa possuem mesma direção do vento e um fluxo de retorno se estabelece na porção mais profunda.

PALAVRAS-CHAVE: dinâmica costeira, lagoa costeira, modelagem numérica, Lagoa dos Patos.

ABSTRACT

On the Three-dimensional Wind-Driven Circulation in Patos Lagoon

The Princeton Ocean Model was used to study the three-dimensional wind-driven circulation in Patos Lagoon, throughout a nesting approach. The sea surface heights computed from a larger model domain with lower resolution were used as boundary conditions for the simulations with a smaller grid, with higher resolution. The results show that the wind causes a sea level difference of 0.08 m for winds of 4 ms^{-1} . The northeast (southwest) wind cause an elevation (depression) at Ponta da Feitoria and a depression (elevation) at Itapoã. Arambaré is the nodal line of the system. On the continental shelf, the northeast (southwest) wind causes a depression (elevation) on the level close to the coast. The responses of the ocean and the lagoon to the wind forcing are complementary, due to the lagoon's orientation and the earth's rotation effect. The barotropic pressure gradient developed between these two systems is the main mechanism responsible for pumping water towards or away from the lagoon. In the central part of the lagoon, four vertical circulation cells are formed, due to topography effects. The central part of the lagoon presents surface velocities with the same orientation of the wind and a return flow close to the bottom.

KEY WORDS: coastal dynamics, coastal lagoon, numerical modeling, Patos Lagoon.

1 – INTRODUÇÃO

A Lagoa dos Patos (Fig. 1) situa-se entre 30° e 32° de latitude sul, no Estado do Rio Grande do Sul, e é a maior lagoa costeira do Brasil, possuindo 250 km de comprimento e uma largura média de 40 km. Apesar de sua grande extensão, é um corpo de águas bastante rasas, com profundidade média de 5 m. Ela é conectada com o oceano adjacente através de um canal com 22 km de extensão, 2 km de largura e 12 metros de profundidade, sendo considerada do tipo estrangulada (Kjervfe 1986).

Esta laguna é responsável pela drenagem hídrica de metade da área do Estado (200.000 km^2), recebendo aportes de vários rios, como Guaíba e Camaquã, e da Lagoa Mirim. Constitui, juntamente com o Rio da Prata, a única fonte de água doce para a região costeira adjacente (Castello & Möller Jr. 1977).

Delaney (1965) dividiu geomorfologicamente a Lagoa dos Patos em 3 regiões: a região estuarina, situada entre a desembocadura da lagoa e a Ponta da Feitoria; a região central, formada pela área entre a Ponta da Feitoria e a entrada da Lagoa do Casamento; e a região superior, formada pela Lagoa do Casamento e pela área do rio Guaíba situada próxima à lagoa. A região estuarina e a central são separadas por bancos arenosos (profundidade local inferior a 1 metro), situados nos entornos da Ponta da Feitoria.

A morfologia da Lagoa dos Patos apresenta grande influência na sua resposta aos principais forçantes (Möller Jr. *et al.* 2001). O efeito do vento é bastante importante, devido à sua grande dimensão, e também à orientação de seu eixo longitudinal (nordeste-sudoeste), que é alinhado com a direção predominante dos ventos. A importância relativa do vento como forçante da circulação aumenta à medida que diminui a amplitude da maré (Smith 1978, Lee *et al.* 1990, Millet *et al.* 1991, Wong 1991, Lu & Wong 1994), efeito típico em lagoas com apenas uma comunicação com o oceano (Kjervfe 1986, Kjervfe & Magill 1989). Möller Jr. *et al.* (2001) mostraram que tanto a maré como as oscilações de longo período originadas no oceano são filtradas na região do canal de acesso à Lagoa dos Patos.

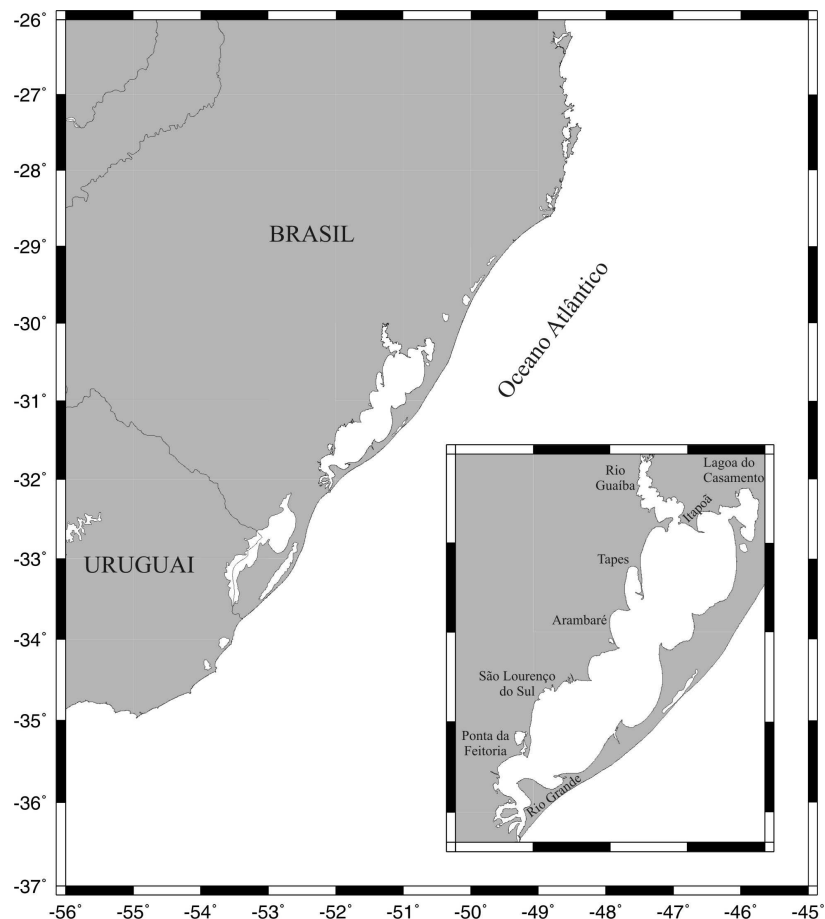


FIGURA 1 – Área de estudo.

A circulação atmosférica na região é determinada por dois tipos de sistemas de alta pressão (Möller Jr. 1996). O primeiro deles é um anticiclone sobre o Oceano Atlântico que se localiza em torno de 30° S; este centro é fonte de massas de ar quente e úmido, transportadas pelo vento nordeste. Os anticiclones de origem polar são outro tipo de sistema, que geralmente se deslocam para o norte transportando massas de ar frio e seco. A passagem desses sistemas frontais é mais freqüente durante o inverno, possuindo período médio de 6 dias (Stech & Lorenzetti 1992); no verão, o período médio é de 11 dias (Möller Jr. 1996).

O regime de ventos predominante na região é o de nordeste, associado ao anticiclone sobre o Oceano Atlântico. No inverno, porém, o aumento da freqüência de passagem de sistemas frontais provoca um aumento na freqüência da ocorrência de ventos do quadrante sul (Möller Jr. 1996). As velocidades médias de vento nordeste e sudoeste para a região situam-se entre 3 e 5 m.s⁻¹ (Herz 1977, Long 1989).

Trabalhos anteriores de modelagem numérica na região englobaram apenas uma pequena área da plataforma continental adjacente, ou somente a lagoa. Möller Jr. *et al.* (1996) utilizaram um modelo barotrópico de elementos finitos para estudar a circulação na Lagoa dos Patos forçada por ventos e maré. O domínio utilizado, no entanto, não englobou a plataforma continental adjacente. Möller Jr. *et al.* (2001) estudaram a mesma região utilizando um modelo tridimensional. A região da plataforma continental estudada foi relativamente pequena, e mais uma vez o nível do oceano foi prescrito próximo à entrada da lagoa como condição de contorno. Um modelo bidimensional, de elementos finitos, foi utilizado por Fernandes *et al.* (2002) para estudar a hidrodinâmica da Lagoa dos Patos durante o evento de El Niño de 1998. No presente trabalho, foi realizado pela primeira vez um processo de aninhamento de duas grades na região, englobando o oceano adjacente ao longo de todo o Estado do Rio Grande do Sul. Isso permitiu que se fosse alcançado um entendimento qualitativo da circulação tridimensional na plataforma continental. A alta resolução vertical utilizada no presente estudo permitiu que pela primeira vez fossem descritos detalhes da circulação vertical.

2 – IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO

O modelo numérico adotado no presente estudo é denominado Princeton Ocean Model (POM), e foi desenvolvido por Blumberg e Mellor em 1977. A escolha do modelo POM para a realização deste trabalho baseou-se, principalmente, no fato deste modelo já ter sido utilizado com sucesso em várias regiões do mundo, inclusive em regiões com características semelhantes à Lagoa dos Patos, com áreas rasas e morfologia de fundo complicada. Alguns exemplos são os estudos realizados na Baía de Chesapeake (Blumberg 1977), no estuário Hudson-Raritan (Oey *et al.* 1985 a,b) e na região costeira de Santos (Harari & Camargo, 1998). Uma descrição completa e detalhada do modelo pode ser encontrada em Blumberg & Mellor (1987).

Os dados batimétricos utilizados neste trabalho foram obtidos através da digitalização das cartas náuticas de número 90, 2000, 2100, 2101, 2112, 2140, 2200 e 2210 da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil. Para que o eixo longitudinal (y) da grade batimétrica ficasse paralelo à linha de costa, foi realizada uma rotação dos eixos do sistema de coordenadas num ângulo de aproximadamente 37° no sentido horário.

Com estes dados batimétricos foram geradas duas grades. A Grade 1 (Fig. 2a) possui espaçamento constante de 2 km, com 150 elementos na direção perpendicular à costa e 326 ao longo desta, se estendendo por cerca de 200 km ao norte e ao sul da laguna; desta forma, os contornos abertos ficaram razoavelmente longe da desembocadura da Lagoa dos Patos. A Grade 2 (Fig. 2b) abrangeu a região de interesse, com uma maior resolução (espaçamento constante de 1 km, 196 x 348 elementos). Em ambos os domínios foram consideradas 12 camadas na direção vertical. O modelo foi integrado com passos de tempo de 8 s (para o modo externo) e 240 s (para os internos) em ambas as grades. Os coeficientes de difusão vertical de momento são calculados de acordo com o modelo de turbulência de Mellor & Yamada (1974, 1982), enquanto que os de difusão horizontal são calculados através da formulação de Smagorinsky. O comprimento de rugosidade utilizado como parâmetro friccional foi de 0.2 cm. As linhas pontilhadas na Figura 2b mostram a localização das seções transversais e da seção longitudinal utilizadas nas análises dos resultados. Nos pontos marcados com um triângulo (Itapoã, Arambaré, Ponta da Feitoria, Rio Grande e Canal), foram analisadas séries temporais de elevação da superfície.

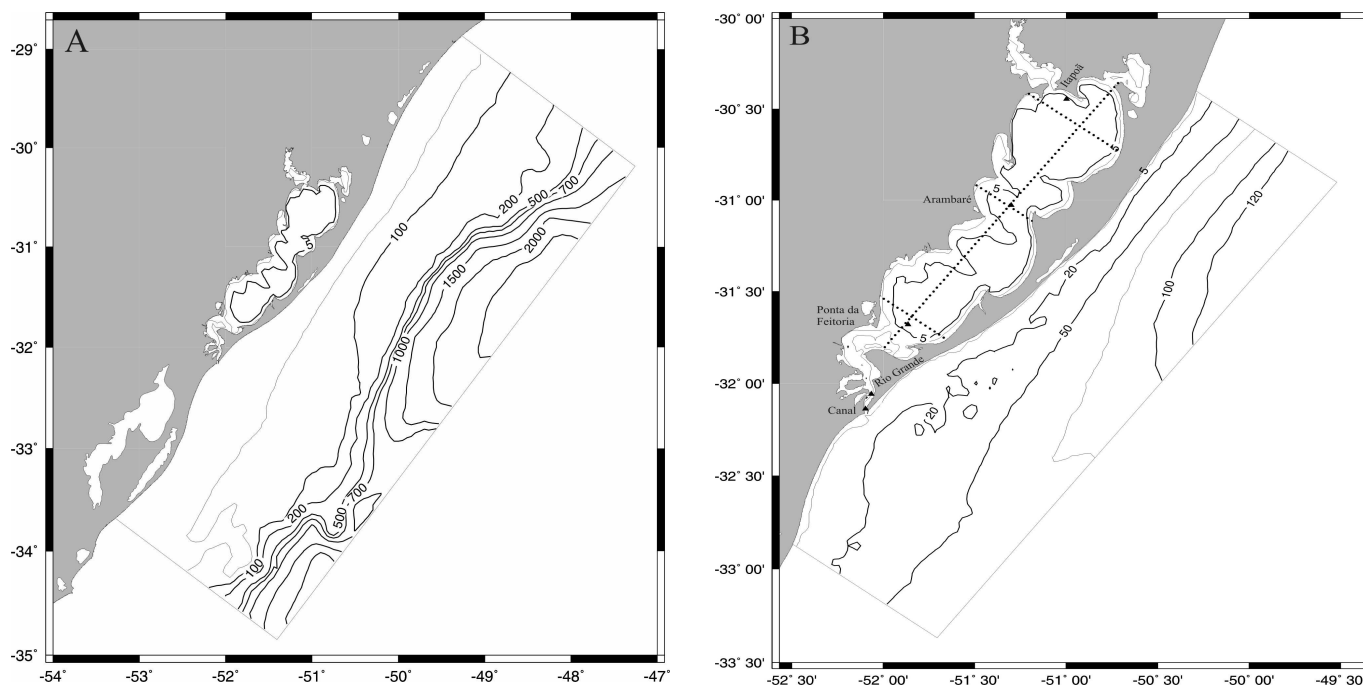


FIGURA 2 – Grades batimétricas 1 (A) e 2 (B) utilizadas no estudo (profundidades em metros). As linhas pontilhadas mostram a localização das seções transversais e longitudinal utilizadas nas análises dos resultados. Nos pontos marcados com um triângulo, foram analisadas séries temporais de elevação da superfície.

A densidade foi considerada constante em todo o domínio. Para a Grade 1, foi utilizada uma condição de contorno radiacional baseada em Orlanski (1976) para todas as variáveis dinâmicas, exceto para a elevação da

superfície, para a qual foi considerada a condição de não-gradiente. Este tratamento é suficiente para conservar massa no domínio (Li & Weisberg 1999). As elevações de nível e as velocidades barotrópicas encontradas ao final dos experimentos com a Grade 1 foram utilizadas como condição de contorno para a Grade 2, através de um processo de aninhamento. Para as velocidades internas, foi considerada a condição radiacional baseada em Orlanski (1976).

3 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

Considerando-se a predominância dos ventos nordeste e sudoeste na região, foram realizados dois experimentos, cada um representando uma destas duas situações mais típicas. As simulações na Grade 1 tiveram período de integração de 10 dias, para permitir que a plataforma continental atingisse um estado estacionário (Fig. 3). Os resultados gerados foram utilizados como condição de contorno para as simulações utilizando-se a Grade 2. Nos dois casos o vento foi imposto com intensidade de 4 ms^{-1} , constante no espaço e no tempo. Os resultados discutidos são referentes ao quinto dia de simulação. Este período de integração foi escolhido porque, após 5 dias, o sistema já incorporou grande parte da energia transferida pelo vento (energia cinética média por unidade de área já atingiu 98% do valor máximo atingido em simulações realizadas com maior período de integração – não mostrado), além de ser um período ainda plausível de duração do vento de uma direção na região.

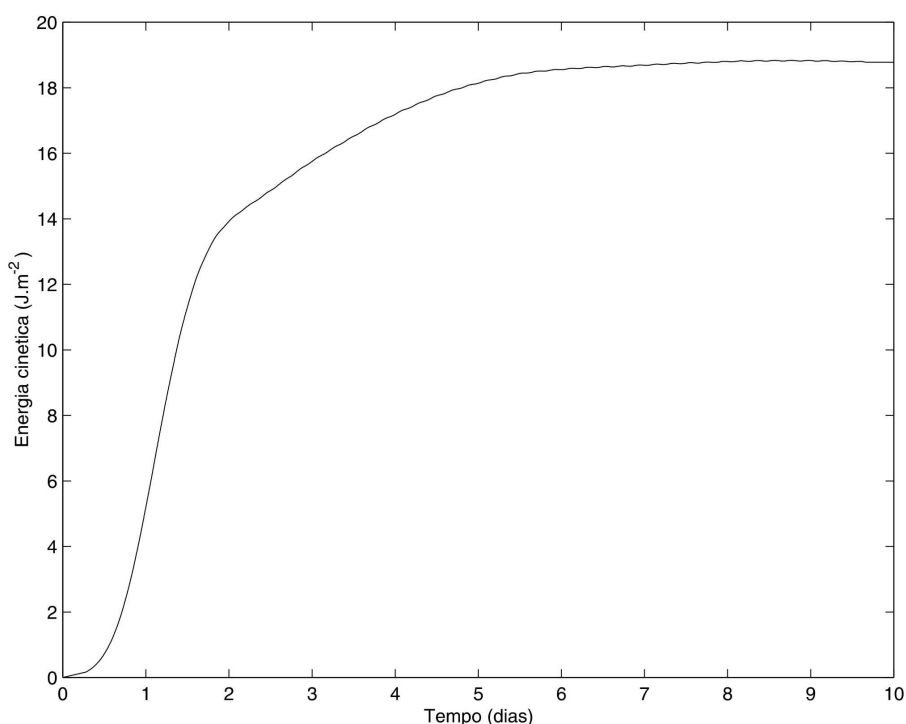


FIGURA 3 – Evolução temporal da energia cinética média por unidade de área para a simulação realizada com a Grade 1. O valor de energia cinética calculado é praticamente constante após 7 dias, indicando a obtenção de um estado estacionário.

Vento nordeste

O vento nordeste, atuando sobre a região central da lagoa, gera um transporte de águas em direção ao sul, o que causa uma depressão no nível do corpo lagunar na parte norte (Itapoã) e uma elevação na parte sul (Feitoria), conforme observado na Figura 4. No oceano adjacente, o transporte de Ekman gerado pelo vento é para o largo (esquerda da direção do vento), o que causa uma depressão no nível na região costeira.

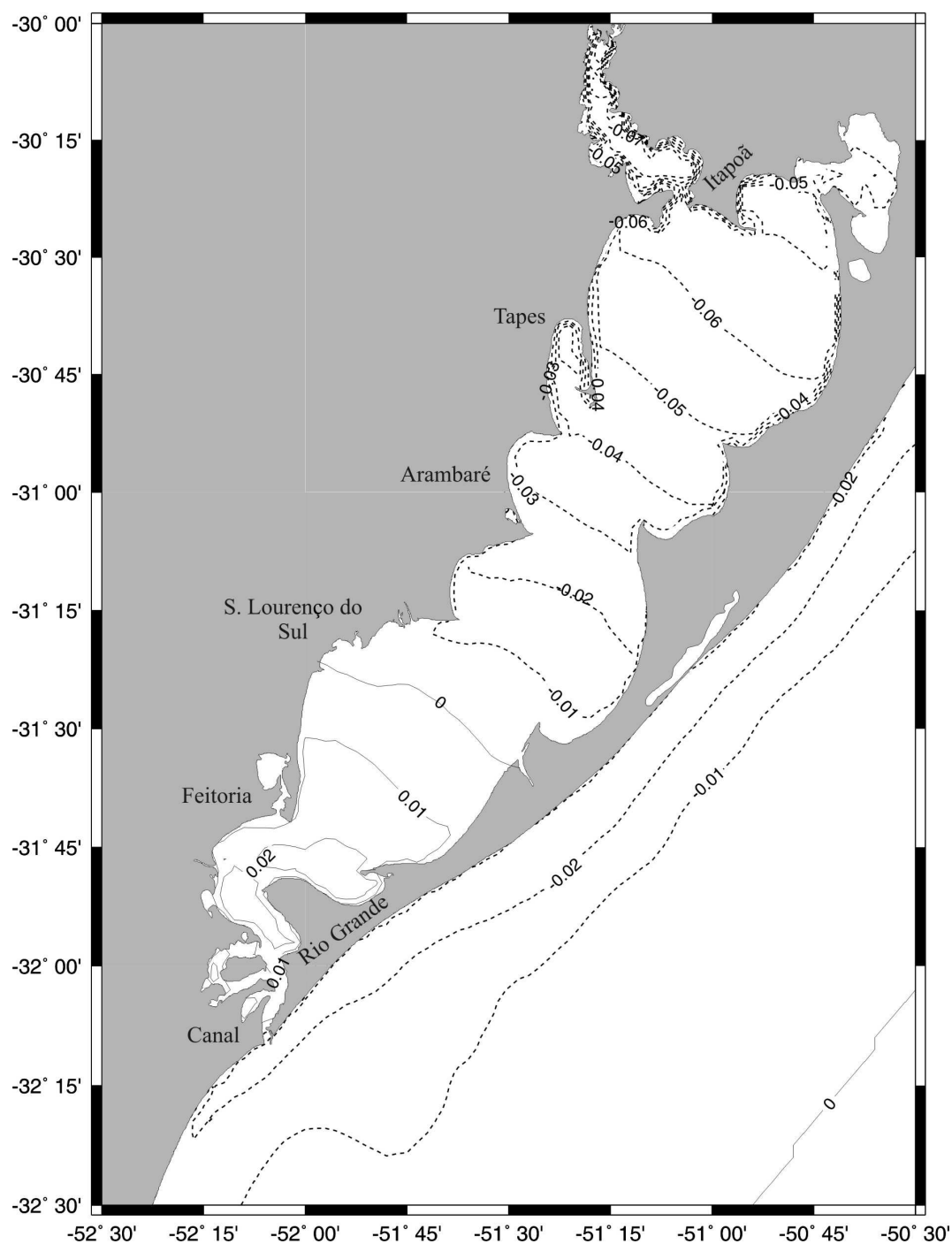


FIGURA 4 – Campo de elevação da superfície após 5 dias para o caso forçado pelo vento nordeste (valores em metros).

Entre a Feitoria e o oceano, há um gradiente de elevação da superfície (Fig. 5, séries temporais da Feitoria, Rio Grande e Canal). A geração deste gradiente de elevação da superfície no estuário (elevação na Feitoria, depressão no oceano) leva ao estabelecimento de um gradiente de pressão barotrópico, responsável por bombear água em direção ao oceano. Uma vez que as simulações não estão considerando as descargas fluviais que esta laguna recebe, há uma tendência desta perder massa para o oceano adjacente, ocorrendo um abaixamento do seu nível médio (Fig. 5). A região próxima a Arambaré, situando-se na porção mediana da região central, funciona como a linha nodal do sistema, já que o nível neste ponto é aproximadamente o valor médio entre os níveis de Itapoã e da Feitoria (Fig. 4). A depressão encontrada em Arambaré após 5 dias de simulação deve-se ao abaixamento do nível médio da Lagoa dos Patos.

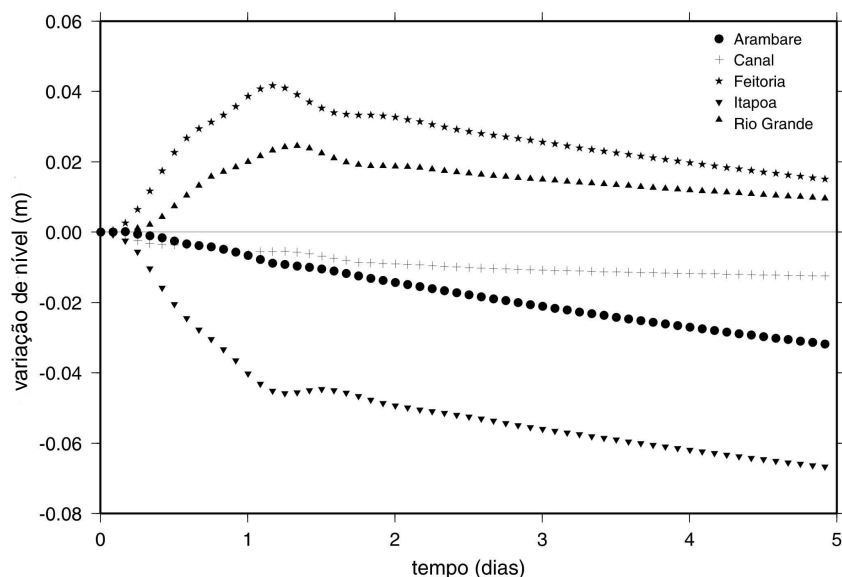


FIGURA 5 – Séries temporais de elevação da superfície para o caso forçado pelo vento nordeste. A localização das estações é mostrada na Figura 2b.

Na região central da laguna (Fig. 6a), as velocidades de corrente superficiais são para o sul, causadas pela ação direta do vento. Ressalte-se que não aparecem, em superfície, células de circulação formadas pela batimetria irregular da Lagoa dos Patos, conforme indicado por Herz (1977). Parte deste fluxo é bombeado para o oceano, através do mecanismo discutido anteriormente (gradiente de pressão ao longo do estuário), e parte retorna para o norte, nas regiões mais profundas do corpo lagunar (Fig. 6b), formando uma célula vertical de circulação entre a Feitoria e Itapoã (Fig. 7). Nas regiões próximas às margens do corpo lagunar (ou região central), onde as profundidades são pequenas, o fluxo é para o sul mesmo junto ao fundo (Fig. 6b). O cisalhamento entre estes dois fluxos de direções opostas é responsável por formar diversas regiões de recirculação na camada de fundo.

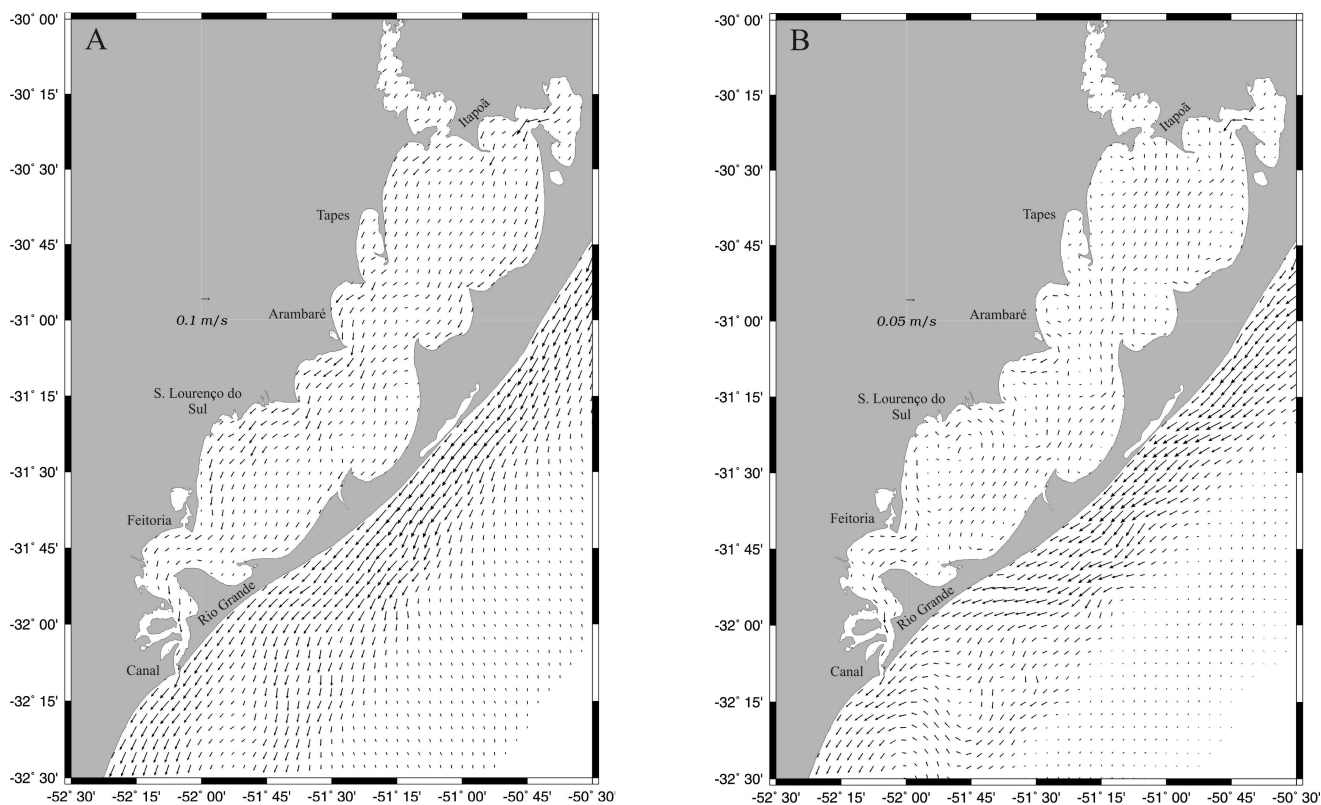


FIGURA 6 – Velocidade superficial (A) e de fundo (B) após 5 dias para o caso forçado pelo vento nordeste.

Na região estuarina, entre a Ponta da Feitoria e a desembocadura da lagoa, os fluxos gerados pelo vento e pelo gradiente de pressão barotrópico possuem mesmo sentido, e as águas são exportadas para o oceano em toda a coluna d'água. É importante lembrar que a densidade foi considerada constante e não há, portanto, a formação de uma cunha salina no estuário, o que poderia gerar uma circulação de duas camadas.

Na plataforma continental, o campo de velocidades superficiais mostra a sobreposição das circulações geostrófica e de Ekman (Fig. 6a). Na região mais costeira da plataforma, onde o gradiente de elevação da superfície é mais intenso, há um somatório das duas componentes da velocidade (componente geostrófica e de Ekman) e o fluxo é levemente defletido para a esquerda em relação à orientação das isóbatas. Na região mais afastada da costa, as velocidades geradas são mais defletidas, mostrando que, nesta parte do domínio, a dinâmica de Ekman prevalece.

A célula vertical de circulação formada entre a Feitoria e Itapoã pode ser observada na seção longitudinal de velocidade (Fig. 7). É importante ressaltar que nesta figura a velocidade vertical foi multiplicada por 5000 sendo, portanto, bem menos intensa que as velocidades horizontais. Na região da Feitoria, parte da água acumulada pelo vento vai para o estuário e é exportada para o oceano, e parte sofre subsidência, retornando para o norte do corpo lagunar pela camada de fundo. Em Itapoã, estas águas afloram na superfície, sendo transportadas novamente para o sul pelo vento. Se analisarmos a batimetria da Lagoa dos Patos (Fig. 2b), podemos observar que essa apresenta 4 grandes bancos bastante rasos (sul de Tapes, sul de Arambaré, norte de São Lourenço do Sul e o da Feitoria, o qual separa as regiões estuarina e lagunar), formando assim 5 regiões. As 4 regiões presentes na parte central da lagoa são marcadas na Figura 7 como 1, 2, 3 e 4; em cada uma destas sub-regiões ocorre a formação de uma célula vertical de circulação.

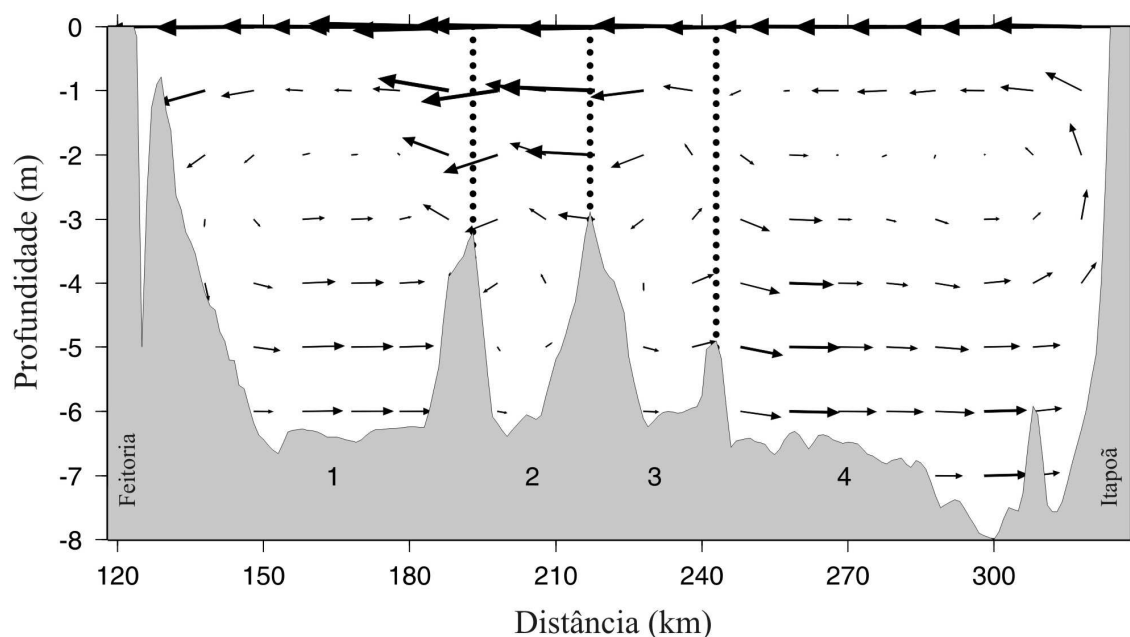


FIGURA 7 – Velocidade ao longo da seção longitudinal após 5 dias para o caso forçado pelo vento nordeste. Velocidade vertical multiplicada por 5000.

A margem da Lagoa dos Patos não é retilínea, possuindo diversas reentrâncias. Desta forma, o vento atuante ao longo de seu eixo longitudinal possui um componente perpendicular à linha de costa. Isto faz com que estas sub-regiões respondam ao vento através da formação de desníveis entre as respectivas extremidades. Na região entre São Lourenço e Arambaré, por exemplo, a isolinha de -0.01 metros se curva para o norte próximo às margens da lagoa (Fig. 4), indicando a ocorrência de um empilhamento de água nesta região. O mesmo pode ser observado entre Tapes e Itapoã.

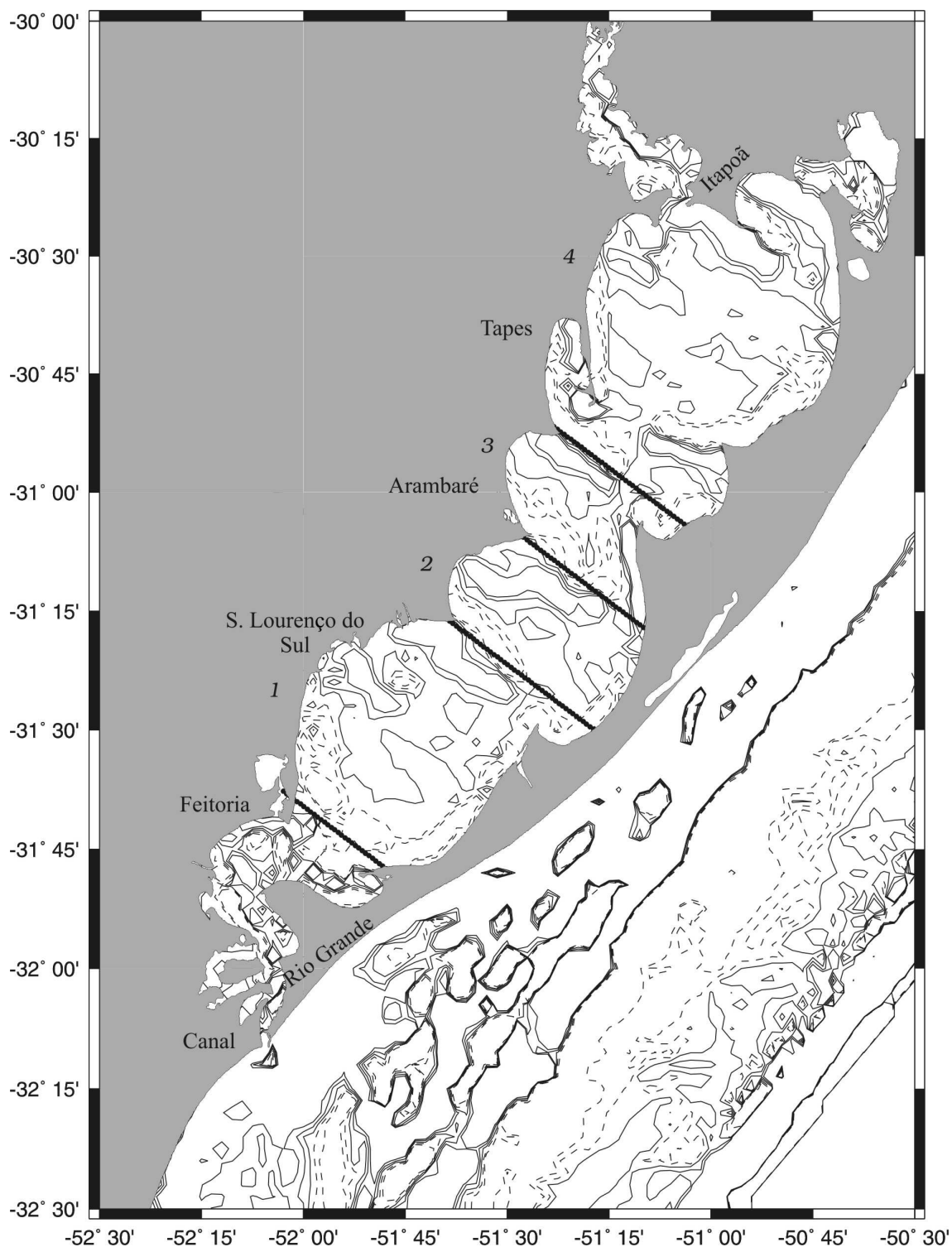


FIGURA 8 – Velocidade vertical na camada de fundo após 5 dias para o caso forçado pelo vento nordeste. As linhas cheias (pontilhadas) representam velocidades verticais positivas (negativas).

Em cada uma dessas sub-regiões de acúmulo de água tem-se um evento de subsidência (Fig. 8, linhas pontilhadas). Na outra extremidade de cada sub-região, onde há um abaixamento relativo da superfície livre, tem-se o afloramento de água do fundo (Fig. 8, linhas cheias). Assim, a batimetria do corpo lagunar, com suas reentrâncias e bancos rasos, é responsável pela formação das 4 células verticais de circulação, como já observado na Figura 7. Na plataforma continental, os transportes de Ekman na camada superficial para o largo e na camada de fundo em direção à costa criam, por continuidade, uma região de velocidades verticais positivas, indicando a ocorrência de ressurgência costeira.

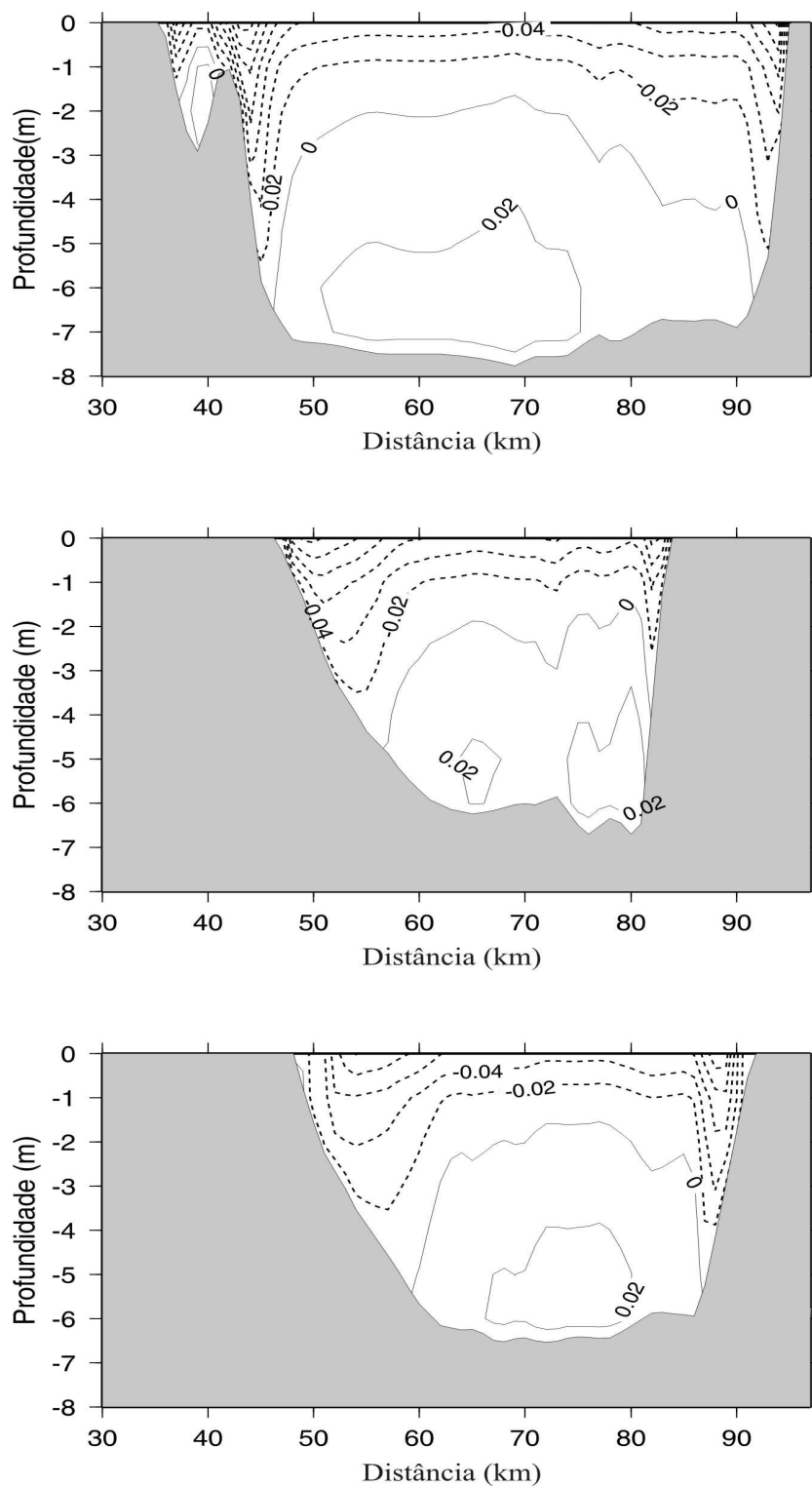


FIGURA 9 – Seções transversais (norte – quadro superior, central – quadro intermediário, e sul – quadro inferior) de velocidade longitudinal após 5 dias para o caso forçado pelo vento nordeste. A localização das seções é mostrada na Figura 2b. Velocidades positivas para o norte. Intervalo entre os contornos de $0,02 \text{ ms}^{-1}$.

As seções transversais de velocidade longitudinal para as 3 regiões marcadas na Figura 2b são apresentadas na Figura 9. Nestas seções fica bastante claro que o fluxo para o sul ocorre na superfície, com exceção das regiões próximas às margens, onde esse fluxo ocorre em toda a coluna d'água. Na parte mais profunda da lagoa, a água flui no sentido contrário.

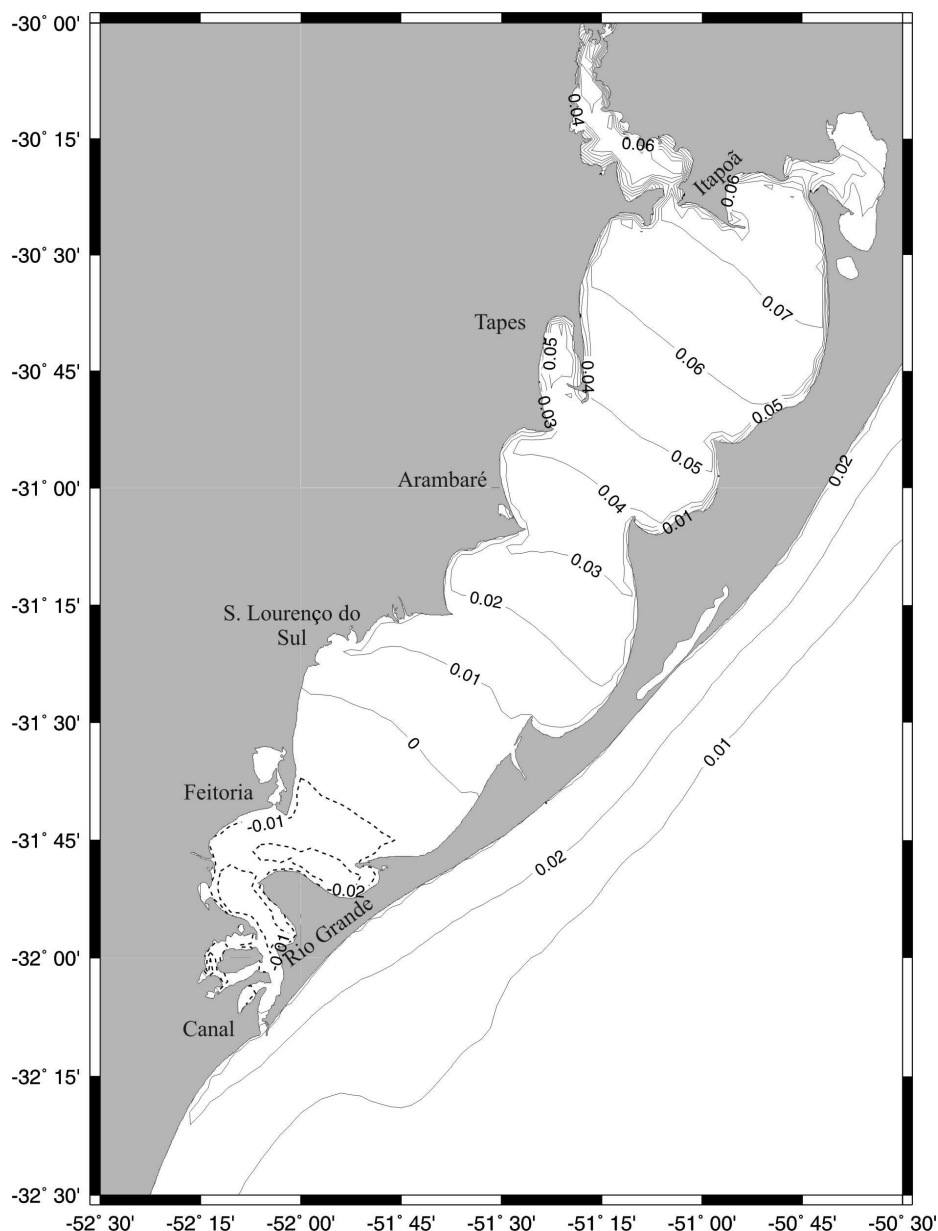


FIGURA 10 – Campo de elevação da superfície após 5 dias para o caso forçado pelo vento sudoeste (valores em metros).

Vento sudoeste

A resposta das águas da Lagoa dos Patos à ação do vento sudoeste é oposta à encontrada sob a ação do vento nordeste. O vento sudoeste, atuando sobre o corpo lagunar, causa um empilhamento de água em Itapoã e uma depressão na Feitoria (Fig. 10). No oceano adjacente, o transporte de massa (à esquerda da direção do vento) leva a um empilhamento de água na costa. Mais uma vez tem-se um gradiente de elevação da superfície, porém agora com sentido oposto ao do caso anterior. No oceano o nível se eleva e ocorre uma depressão na região da Feitoria. O gradiente de pressão estabelecido neste caso é responsável por bombear água para o interior da Lagoa dos Patos. Isto acarreta um aumento de seu nível médio, o que pode ser observado em todas as séries temporais de elevação da superfície livre apresentadas na Figura 11. Arambaré, mais uma vez, possui valores de elevação da superfície intermediários entre a Feitoria e Itapoã, indicando que esta região funciona como a linha nodal do corpo lagunar.

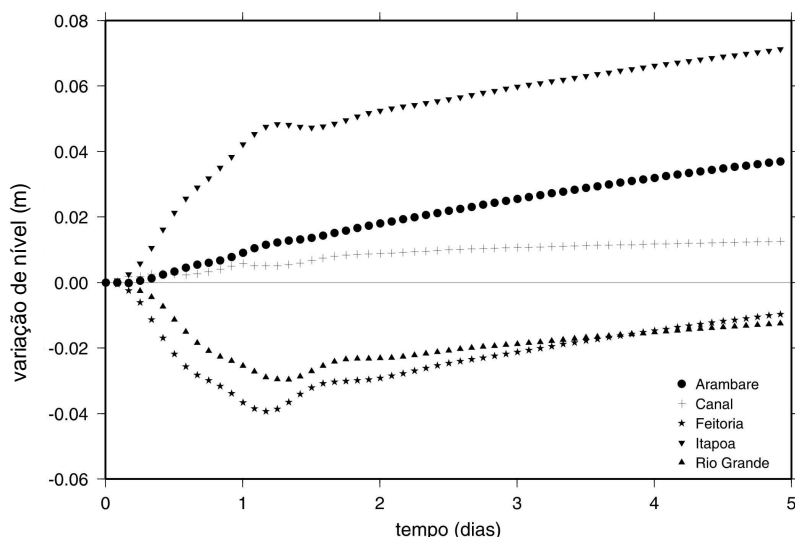


FIGURA 11 – Séries temporais de elevação da superfície para o caso forçado pelo vento sudoeste. A localização das estações é mostrada na Figura 2b.

As velocidades superficiais na região central do corpo lagunar (Fig. 12a) são agora para o norte. É possível observar uma intensificação do fluxo nas regiões mais rasas, sobre os bancos, e também em regiões mais estreitas do sistema, como o estuário e a entrada da Lagoa do Casamento. A água transportada para o norte e acumulada em Itapoã sofre subsidência, retornando para o sul através da camada de fundo (Fig. 12b). Mais uma vez, nas regiões mais rasas, o fluxo tem mesmo sentido na superfície e no fundo. As células de recirculação formadas junto ao fundo no corpo lagunar possuem agora sentido de rotação contrário ao caso anterior (vento nordeste). Na região do estuário, a água penetra em toda a extensão da coluna d'água. Na plataforma continental pode-se, mais uma vez, distinguir duas regiões quanto ao mecanismo físico atuante na circulação. A região mais costeira apresenta uma sobreposição das circulações geostrófica e de Ekman (Fig. 12a), enquanto que na região mais ao largo a dinâmica de Ekman é o fator dominante.

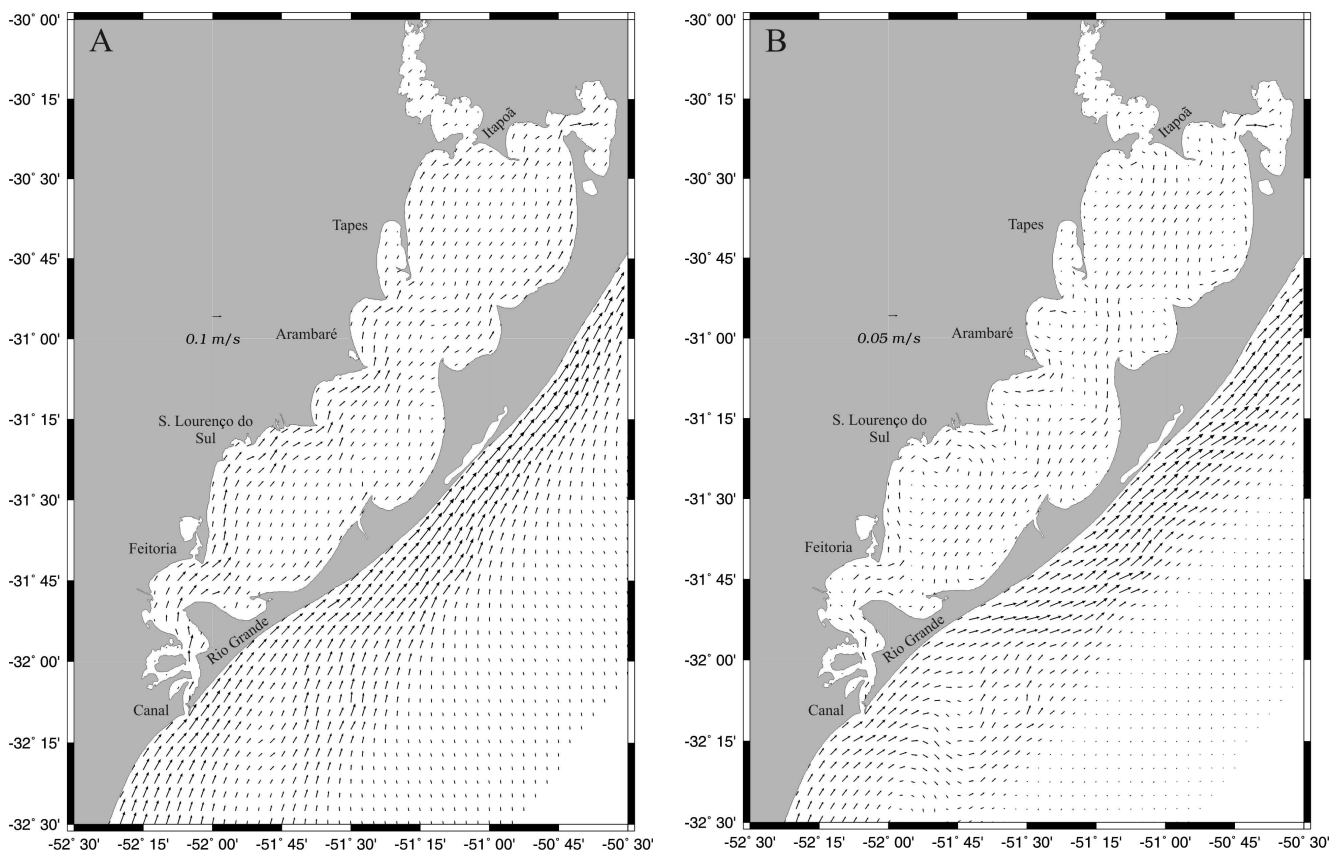


FIGURA 12 – Velocidade superficial (A) e de fundo (B) após 5 dias para o caso forçado pelo vento sudoeste.

O fluxo de retorno na camada de fundo da lagoa também pode ser observado na Figura 13. A ação do vento sudoeste no corpo lagunar leva à formação de 4 células verticais de circulação, assim como no caso anterior. Mais uma vez tem-se ressurgência e subsidência em cada uma das quatro regiões formadas pelos bancos (Fig. 14). Na região costeira, o acúmulo de água na costa causado pela ação do vento gera um fluxo vertical negativo, indicando a ocorrência de subsidência.

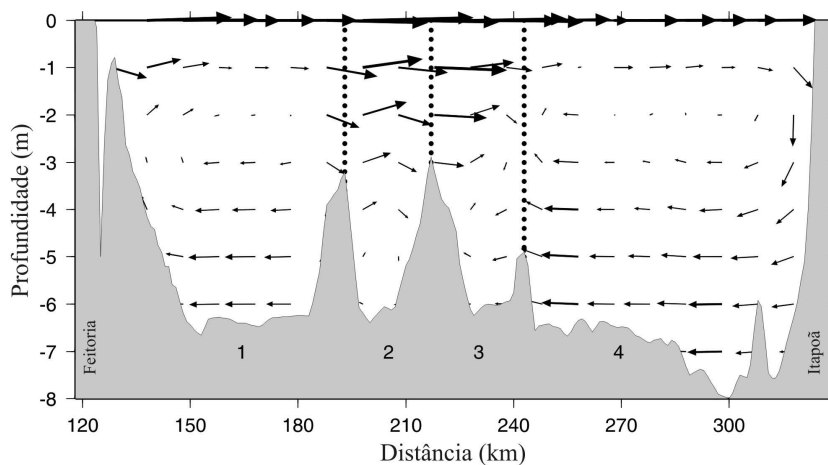


FIGURA 13 – Velocidade ao longo da seção longitudinal após 5 dias para o caso forçado pelo vento sudoeste. Velocidade vertical multiplicada por 5000.

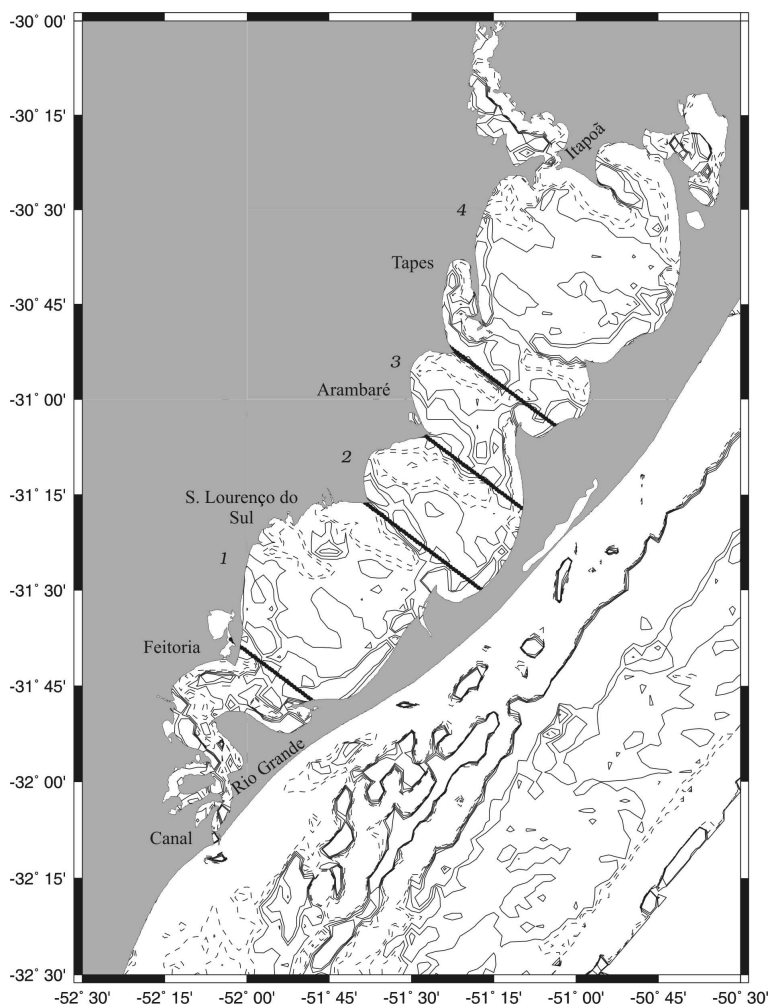


FIGURA 14 – Velocidade vertical na camada de fundo após 5 dias para o caso forçado pelo vento sudoeste. As linhas cheias (pontilhadas) representam velocidades verticais positivas (negativas).

As seções transversais de velocidade longitudinal (Fig. 15) apresentam um padrão oposto à situação forçada pelo vento nordeste. Nas proximidades das margens, o fluxo possui mesmo sentido em toda a coluna d'água, enquanto que nas regiões onde o corpo lagunar é mais profundo o sistema se comporta como tendo duas camadas. Na camada superior, o fluxo possui mesmo sentido do vento; já na camada de fundo, há o estabelecimento de um fluxo de compensação com sentido oposto; esse fluxo é mais intenso na parte mais profunda de cada seção.

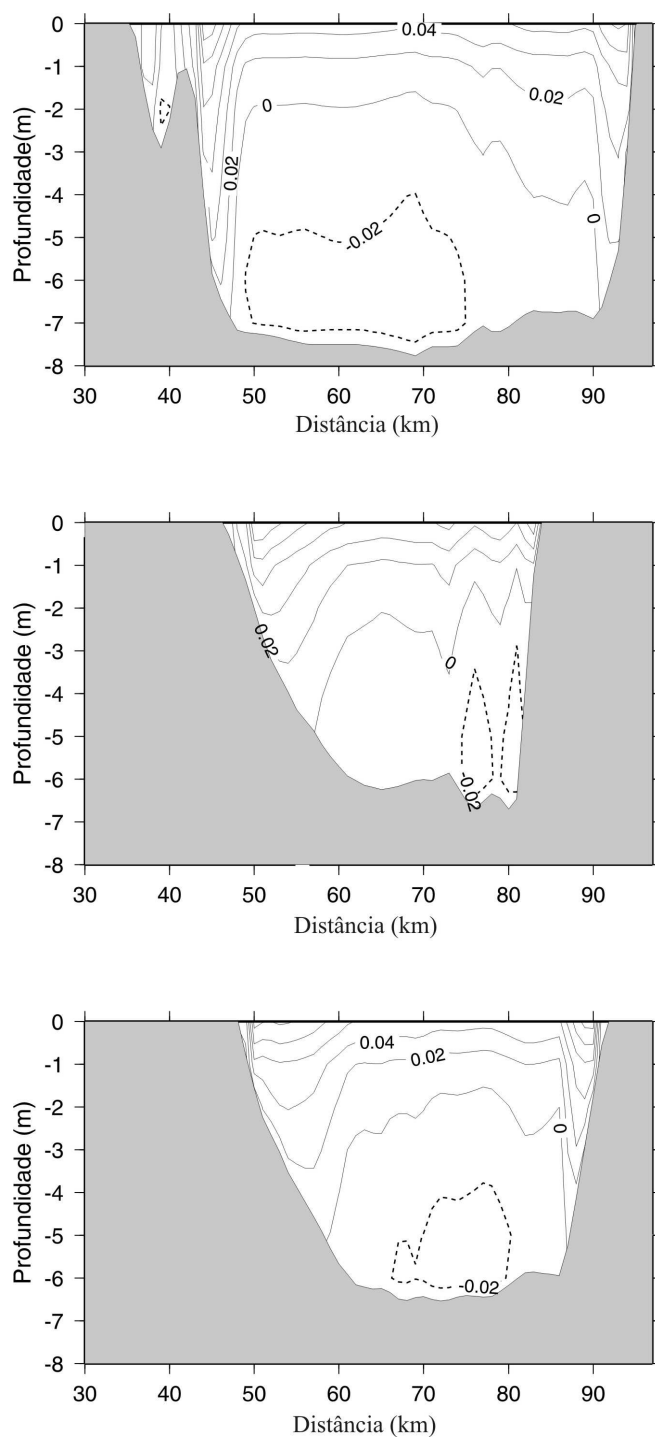


FIGURA 15 – Seções transversais (norte – quadro superior, central – quadro intermediário, e sul – quadro inferior) de velocidade longitudinal após 5 dias para o caso forçado pelo vento sudoeste. A localização das seções é mostrada na Figura 2b. Velocidades positivas para o norte. Intervalo entre os contornos de $0,02 \text{ ms}^{-1}$.

A Figura 16 representa, de maneira esquemática, a resposta das águas da Lagoa dos Patos à ação dos ventos típicos da região (nordeste e sudoeste).

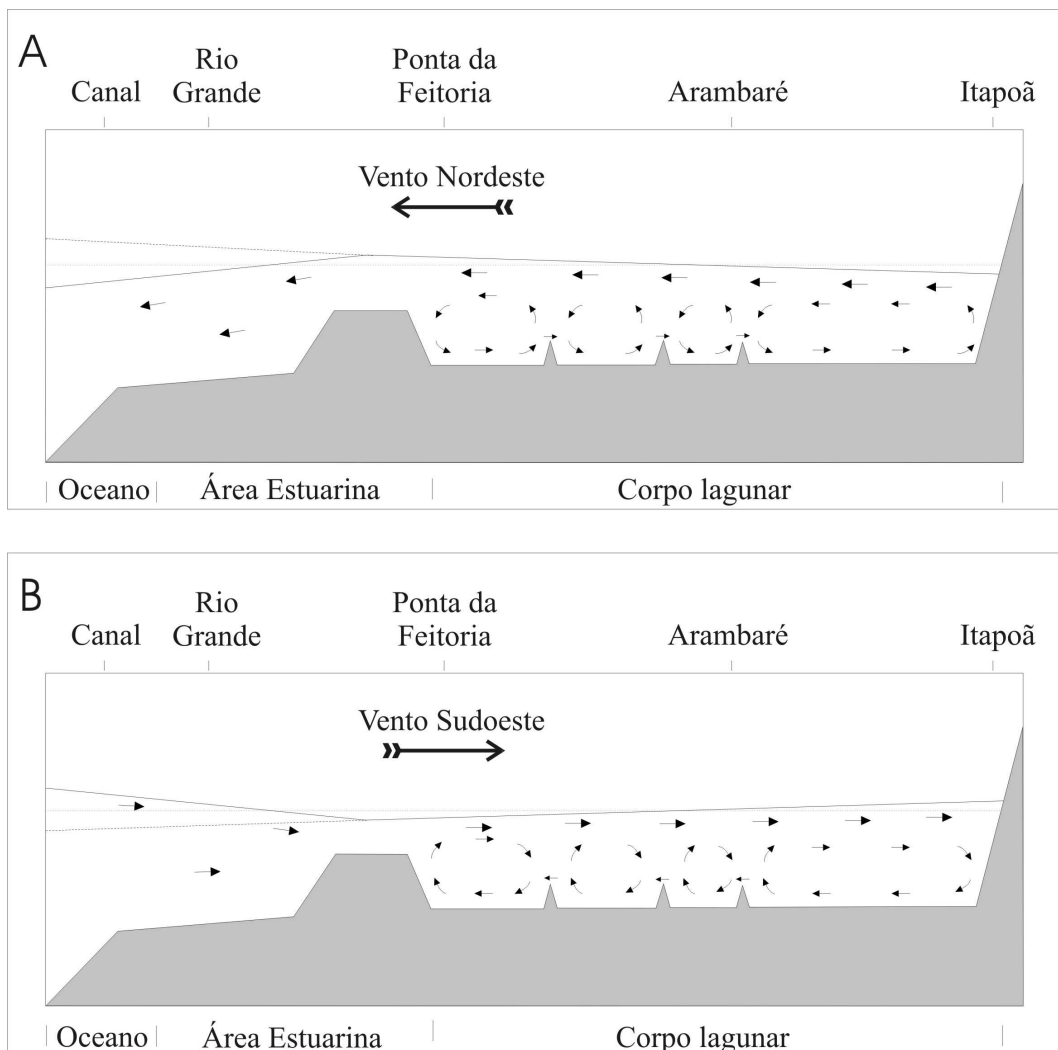


FIGURA 16 – Representação esquemática das células verticais de circulação formadas na Lagoa dos Patos quando forçada por vento nordeste (A) e sudoeste (B). A linha tracejada representa a elevação da superfície forçada pelo vento caso a lagoa fosse fechada nas duas extremidades, enquanto que a linha pontilhada representa o nível zero. Os vetores representam apenas o sentido das correntes, e não suas intensidades. Figura modificada de Möller Jr. (1996).

Considerando-se a região compreendida entre a Feitoria e Itapoã como uma bacia fechada, de profundidade constante, pode-se resolver este problema analiticamente, baseado em Csanady (1982). Foi considerado um vento uniforme atuando no sentido longitudinal da lagoa, como realizado na simulação numérica. Como não há transporte através dos contornos, foi realizada a aproximação de que as dimensões da região são suficientemente pequenas para impor que os componentes U e V do transporte são nulos em qualquer posição.

$$U = V = 0 \quad (1)$$

Desta forma, as equações do transporte podem ser escritas como: $0 = -gH \frac{\partial \eta}{\partial x}$ (2)

$$0 = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + u_*^2 \quad (3)$$

$$0 = -\frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (4)$$

onde g é a aceleração da gravidade, H é a profundidade média do corpo lagunar, η é a elevação da superfície livre e u_*^2 é a *velocidade de atrito* ao quadrado, definida como a tensão de cisalhamento do vento dividida pela densidade da água $\left(\frac{\tau_{sy}}{\rho}\right)$.

A solução deste sistema de equações é dada por:

$$\eta(y) = \frac{u_*^2}{gH} y \quad (5)$$

Considerando $y = 159$ km (distância entre Feitoria e Itapoã) e o vento de 4 ms^{-1} , encontramos $\eta = 0,09$ m. A diferença de elevação encontrada entre a Feitoria e Itapoã no caso numérico foi de aproximadamente 0,08 m, após o primeiro dia. A diferença entre os valores encontrados se deve provavelmente ao fato de, no caso analítico, a lagoa ter sido considerada fechada, o que impede trocas com o oceano adjacente, e à ausência de atrito com o fundo. Ainda assim, os valores calculados são condizentes com os apresentados na literatura. Möller Jr. *et al.* (1996) encontraram uma diferença de elevação entre a Feitoria e Itapoã de 0,13 m para um vento de 5 ms^{-1} . Se essa intensidade de vento for utilizada no cálculo analítico apresentado acima, o valor encontrado para o desnível entre as extremidades da lagoa é de 0,14 m.

4 – CONCLUSÕES

O efeito do vento na Lagoa dos Patos pode ser dividido em duas partes, representando os efeitos local e remoto.

O vento atuando sobre a plataforma continental (efeito remoto) causa elevação ou abaixamento no nível da costa, por transporte de Ekman. Ventos de nordeste causam abaixamento no nível na costa, enquanto que ventos de sudoeste causam elevação no nível.

A tensão do vento atua também diretamente sobre a superfície da lagoa (efeito local do vento), ocorrendo transferência de momento do vento para a água. Este tipo de atuação causa desníveis entre as extremidades do sistema (*setup/setdown*). Os anti-nós da oscilação são a Ponta da Feitoria e Itapoã, sendo que a linha nodal se encontra nas proximidades de Arambaré. Ventos de nordeste causam empilhamento de água na Feitoria, enquanto que ventos de sudoeste causam empilhamento de água na região de Itapoã. A região da Feitoria funciona como o ponto de inflexão do sistema. Nessa região são encontrados os máximos e mínimos valores de elevação da superfície livre.

LITERATURA CITADA

- BLUMBERG, AF. 1977. Numerical tidal model of Chesapeake Bay. *J. Hydraul. Div.*, 103: 1-10.
- BLUMBERG, AF & GL MELLOR. 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: HEAPS, NS (ed.). Three-dimensional coastal ocean models. Washington, American Geophysical Union, 1-16.
- CASTELLO, JP & OO MÖLLER JR. 1977. Sobre as condições oceanográficas no Rio Grande do Sul. *Atlântica*, 2(2): 25-35.
- CSANADY, GT. 1982. Circulation in the coastal ocean. Holanda, D. Reidel Publishing Company, 279 p.
- DELANEY, P. 1965. Fisiografia e geologia de superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul. *Publicação Especial da Escola de Geologia de Porto Alegre*, 6: 1-105.
- FERNANDES, EHL, KR DYER, OO MÖLLER JR. & LFH NIENCHESKI. 2002. The Patos Lagoon hydrodynamics during an El Niño event (1998). *Cont. shelf res.*, 22:1699-1713.
- HARARI, J & R CAMARGO. 1998. Modelagem numérica da região costeira de Santos (SP): Circulação de maré. *Rev. bras. Oceanogr.*, 46(2):135-156.

- HERZ, R. 1977. Circulação das águas de superfície da Lagoa dos Patos. *Tese de Doutorado*. Universidade de São Paulo, 722p.
- KJERFVE, B. 1986. Comparative oceanography of coastal lagoons. In: WOLFE, DA (ed.). *Estuarine variability*. N. York, Academic Press, 63-81.
- KJERFVE, B & KE MAGILL. 1989. Geographic and hydrographic characteristics of shallow coastal lagoons. *Mar. Geol.*, 88: 187-199.
- LEE, JM, WJ WISEMAN JR. & FJ KELLY. 1990. Barotropic, subtidal exchange between Calcasieu Lake and the Gulf of Mexico. *Estuaries*, 13: 258-264.
- LI, Z & RH WEISBERG. 1999. West Florida shelf response to upwelling favorable wind forcing: kinematics. *J. Geophys. Res.*, 104: 13507-13527.
- LONG, T. 1989. Le quaternaire littoral du Rio Grande do Sul. Témoin des quatre derniers épisodes eustatiques majeurs. *Géologie et évolution. Tese de Doutorado*. França, Universidade de Bordeaux I, 196p.
- LU, X & K-C WONG. 1994. The subtidal lagrangian current in Delaware's inland bays under low wind conditions. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 39: 353-365.
- MELLOR, GL & T YAMADA. 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 31(7):1791-1806.
- MELLOR, GL & T YAMADA. 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, 20:851-875.
- MILLET, B, H TEXIER & B COLLEUIL. 1991. Modélisation numérique de circulation et dynamique sédimentaire d'un écosystème lagunaire tropical: le lac Nokoue (Benin). *J. Rech. Océanogr.*, 16: 10-15.
- MÖLLER JR., OO. 1996. Hydrodynamique de la lagune dos Patos (30°S, Brésil): mesures et modélisation. *Tese de Doutorado*. França, Universidade de Bordeaux 1, 204p.
- MÖLLER JR., OO, JA LORENZZETTI, JL STECH & MM MATA. 1996. The Patos Lagoon summertime circulation and dynamics. *Cont. shelf res.*, 16(3): 335-351.
- MÖLLER JR., OO, P CASTAING, JC SALOMON & P LAZURE. 2001. The influence of local and non-local forcing effects on the subtidal circulation of Patos Lagoon. *Estuaries*, 24(2): 297-311.
- OEY, LY, GL MELLOR & RI HIRES. 1985a. A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan Estuary. Part I: description of the model and models simulations. *J. Phys. Oceanogr.*, 15: 1676-1692.
- OEY, LY, GL MELLOR & RI HIRES. 1985b. Tidal modeling of the Hudson-Raritan Estuary. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 20: 511-527.
- ORLANSKI, I. 1976. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, 21: 251-269.
- SMITH, NP. 1978. Low period estuarine shelf exchanges in response to meteorological forcing. In: NIHOUL, JCJ (ed.). *Hydrodynamics of estuaries and fjords*. Elsevier Oceanographic Series, 23: 147-159.
- STECH, JL & JA LORENZZETTI. 1992. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *J. Geophys. Res.*, 97: 9507-9520.
- WONG, K-C. 1991. The effect of coastal sea level forcing on Indian River Bay and Rehoboth Bay, Delaware. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 32: 213-229.

Entrada: 8/3/2002

Aceite: 11/2/2003