

Técnicas para a simulação de forçantes remotas em um modelo de circulação oceânica regional

Mauro Cirano

Centro de Pesquisa em Geologia e Geofísica, Instituto de Geociências,
Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil

Submetido para:

*Workshop Interno sobre Modelagem de Derramamento de Óleo no Mar
(ANP/IBAMA)*

15 de Agosto de 2002

Resumo

As correntes oceânicas cujas extensões ultrapassam o domínio de uma região específica a ser modelada por um modelo regional são consideradas, para tal modelo, como forçantes remotas. Tais regiões incluem, por exemplo, as plataformas e taludes continentais associados, por onde fluem as Correntes de Contorno Oeste (Corrente do Brasil, por exemplo). Neste artigo, através do uso de um modelo de circulação global, tais forçantes remotas serão incorporadas em um modelo regional, via condições iniciais e condições de contorno ativas, proporcionando assim representações mais realísticas da circulação de larga-escala. A região do Sudeste do Oceano Índico, que possui uma circulação oceânica complexa, é usada como um exemplo.

Palavras-chave: circulação oceânica, modelagem numérica, condições de contorno, Corrente de Contorno Oeste

1 Introdução

A utilização de modelos numéricos da circulação em escalas regionais, tornou-se nos últimos 30 anos, uma das ferramentas mais eficientes para a caracterização da hidrodinâmica de regiões estuarinas, costeiras e oceânicas. O crescente desenvolvimento dos computadores e micro-computadores, fez com que simulações numéricas, que antigamente só eram realizadas em computadores de médio e grande porte, fossem plenamente executadas em computadores pessoais, a um custo operacional e financeiro extremamente baixo. Um dia de simulação numérica da circulação tri-dimensional para uma área de cerca de 2000 km² (40 km × 50 km), como a Baía de Todos os Santos (Salvador - Bahia), e usando resoluções espaciais da ordem de 400 m pode ser executado em menos de 1 hora em um simples PC¹.

Associado a isto, a imposição de legislações ambientais cada vez mais rigorosas, também serviu como impulso adicional para o desenvolvimento e aplicação de modelos hidrodinâmicos mais aplicados. Um destes exemplos é o uso de módulos ou rotinas, responsáveis por exemplo, pelo monitoramento da dispersão de substâncias contaminantes. Áreas em que o uso de modelos matemáticos tornou-se indispensável incluem, entre outras: i) emissários submarinos (tanto de esgoto como de substâncias contaminantes), ii) regiões onde exista exploração de petróleo e possível risco de derramamento e iii) áreas sujeitas à dragagens.

No entanto, é extremamente importante que os estudos de modelagem numérica caminhem lado a lado com a aquisição de dados oceanográficos obtidos *in situ*. Além de servir como um instrumento de calibração e validação dos modelos hidrodinâmicos, os dados oceanográficos tem ainda o importante papel de mostrar as principais forças físicas que atuam na área de estudo. Tomemos como exemplo, a Baía de Todos os Santos e a região costeira adjacente. Para esta região em particular, existe um grande número de dados de correntometria, e uma análise detalhada das séries de corrente (CIRANO; LESSA, 2002) mostra que, para o interior do baía, o sistema é quase que exclusivamente forçado por marés. Isto significa dizer que um modelo numérico da circulação poderá ser

¹Pentium III 866 MHz com 256 MB de memória RAM e utilizando sistema operacional Linux Red Hat 7.1

aplicado à região de estudo, com condições de contorno relativamente simples, e ele provavelmente dará bons resultados.

Se a por um lado a implementação de condições de contorno é relativamente simples em regiões onde a maré atua como a principal forcante do sistema, como no caso de estuários e embaiamentos costeiros, o mesmo não acontece em regiões influenciadas por outras forçantes físicas. Um exemplo típico desta situação ocorre nas plataformas continentais e regiões oceânicas adjacentes, por onde fluem as correntes de contorno oeste (Corrente do Golfo, Corrente do Brasil, Corrente do Kuroshio, Corrente Leste Australiana, Corrente das Agulhas). Tais correntes são parte integrantes dos giros subtropicais e são formadas por processos que ocorrem em escalas da ordem de bacias oceânicas, apresentando uma área de influência muito maior do que o limite imposto pelos modelos regionais. Neste caso, condições de contorno passivas que só levam em consideração os valores no interior do domínio, como aquelas descritas em Palma e Matano (1998), provavelmente não serão eficazes para uma representação realística do fluxo nesta região.

Com base no problema exemplificado acima, o presente trabalho visa, através dos resultados gerados por um modelo de circulação oceânica global, fornecer subsídios para a formulação de condições de contorno ativas que proporcionem estimativas mais realísticas para a simulação de forçantes remotas em modelos regionais. Uma descrição dos modelos a ser usados é apresentada na seção 2. A seção 3 trata da formulação propriamente dita das condições de contorno. Um exemplo desta implementação é ilustrado na seção 4, onde Cirano (2000) aplicou esta metodologia para a parte sudeste do Oceano Índico, influenciada remotamente por correntes de larga-escala com origens diversas. Finalmente, na seção 5 são encontradas as conclusões deste trabalho.

2 Descrição dos modelos numéricos utilizados

Neste trabalho foram utilizados 2 modelos de circulação oceânica distintos, um em escala regional e outro em escala global, responsável pelo fornecimento de condições de contorno e condições iniciais para o primeiro modelo. O modelo regional adotado foi o **Princeton Ocean Model (POM)**, elaborado por Allan

Blumberg e George Mellor na década de 70 e amplamente testado pela comunidade científica. O modelo global escolhido foi o **Ocean Circulation and Climate Advanced Model (OCCAM)**. Este modelo de coordenadas z foi originalmente desenvolvido no *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (BRYAN, 1969; SEMTNER, 1974; COX, 1984) e aprimorado por diferentes grupos de pesquisa no Reino Unido (WEBB; CUEVAS; COWARD, 1998). A razão pela escolha do mesmo baseou-se no fato de que este modelo já pode ser executado em escalas espaciais capazes de representar realisticamente fenômenos de alta complexidade (SAUNDERS; COWARD; CUEVAS, 1999; MIDDLETON; CIRANO, 2002).

2.1 O modelo de circulação oceânica regional

O POM é um modelo de domínio público, tri-dimensional, construído a partir das equações primitivas do movimento e equações para conservação de salinidade, temperatura, massa e energia cinética turbulenta. O POM incorpora ainda um sub-modelo de fechamento turbulento (MELLOR, 1973; MELLOR; YAMADA, 1974), permitindo assim calcular coeficientes de viscosidade turbulenta variáveis. Graças a isto, é possível se ter uma melhor representação dos processos de mistura turbulenta e camadas de Ekman mais realísticas.

Desenvolvido com base em sistema de coordenadas sigma, o modelo permite o uso de camadas verticais de espessura variável, que se adequam a topografia local. Assim, regiões que apresentam grandes variações batimétricas ficam bem representadas, pois um mesmo número de camadas é utilizado em todos os pontos do domínio, seja em águas rasas ou águas mais profundas. As duas últimas características (coordenadas sigma e fechamento turbulento) fazem com que este modelo seja extremamente adequado para a simulação da hidrodinâmica de regiões com topografias variadas, como por exemplo as regiões de plataforma e talude continental, onde a mistura vertical nas camadas de Ekman é de grande importância. Uma descrição completa do modelo pode ser encontrada em Blumberg e Mellor (1987) e Mellor (1998).

2.2 O modelo de circulação oceânica global

O OCCAM apresenta uma resolução horizontal de $1/4^\circ$ em latitude e longitu-

de e tem 36 camadas na vertical, sendo que as 8 primeiras encontram-se nos primeiros 200 m da coluna d'água. A escolha específica deste modelo baseou-se em uma comparação dos resultados de alguns modelos globais com dados observacionais disponíveis. Algumas das razões que justificaram o uso do OC-CAM foram: (1) uma representação mais realística da camada de mistura e das propriedades das massas de água, (2) maior resolução vertical, e (3) uma melhor estimativa dos transportes das correntes.

O modelo foi inicializado a partir do repouso, sendo forçado com dados anuais médios de temperatura e salinidade (LEVITUS, 1982; LEVITUS; BURGETT; BOYER, 1994; LEVITUS; BOYER, 1994), e rodou diagnósticamente por 4 anos (fase inicial de *spin-up*). Durante esta fase, foi imposta uma forte relaxação para os campos anuais médios de temperatura e salinidade. Seguindo esta fase inicial, o modelo foi rodado prognosticamente por mais 10 anos, sendo forçado por ventos climatológicos do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), baseados em médias mensais para o período entre os anos de 1986 e 1988 (SIEFRIDT; BARNIER, 1993). Os fluxos de calor e água doce foram calculados de forma a relaxar o modelo em direção às médias mensais de temperatura e salinidade do Levitus.

O gráfico da variação da energia cinética média, apresentado por Webb, Cuevas e Coward (1998) mostra que o modelo começa a atingir um estado de equilíbrio a partir do sexto ano e assim segue até o ano 14, aonde foram finalizadas as simulações. Em termos de análise dos resultados, o período recomendado é entre os anos 8 a 12, e com este intuito os resultados foram gravados em intervalos de 15 dias. Os resultados usados neste trabalho, tem como base uma climatologia sazonal, composta a partir de uma média calculada durante este período de 4 anos (esta média foi fornecida pela Southampton Oceanography Centre).

3 A técnica de simulação das forçantes remotas

A técnica de simulação de forçantes remotas a ser descrita abaixo foi utilizada no estudo da circulação regional no sudeste do Oceano Índico, durante o inverno, e todo o processo de adaptação do POM à região de estudo encontra-se descrito

em Cirano (2000). A razão para se adotar tal procedimento baseou-se no fato de que a região é influenciada por várias correntes que não são forçadas localmente, mas que influenciam diretamente a região de estudo, como mostra a Figura 1. Associado a isto, sabe-se ainda que os dados climatológicos de temperatura e salinidade disponíveis para a região (LEVITUS; BURGETT; BOYER, 1994; LEVITUS; BOYER, 1994; DUNN; RIDGWAY; WILKIN, 2000) são geralmente baseados em escassas observações, causando muitas vezes uma falsa representação das propriedades das massas de água. Por este motivo, resolveu-se então interpolar a climatologia obtida pelo OCCAM e adota-la como campo inicial de temperatura e salinidade para o modelo regional. A vantagem deste procedimento é que o campo de momento equilibra-se perfeitamente com o campo de massa.

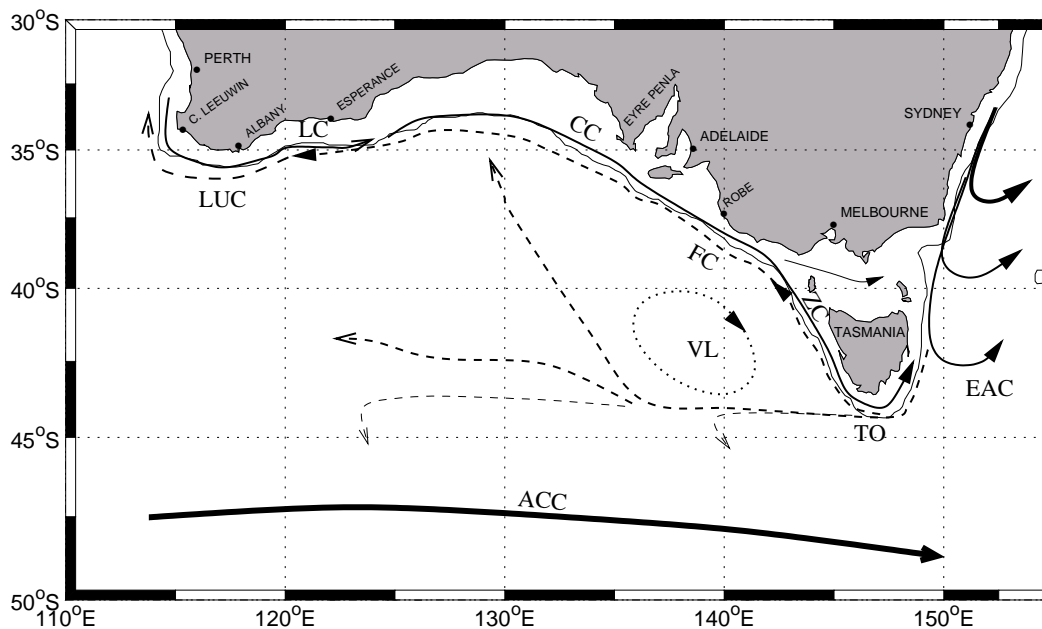


Figura 1: Diagrama esquemático da circulação de inverno para o sudeste do Oceano Índico e com base nos resultados do OCCAM, onde as linhas sólidas representam as correntes superficiais (Corrente de Leeuwin - Leeuwin Current (LC), Corrente Costeira - Coastal Current (CC), Corrente de Zeehan - Zeehan Current (ZC), Corrente Leste Australiana - East Australian Current (EAC) e a Corrente Circumpolar Antártica - Antarctic Circumpolar Current (ACC)) e as linhas tracejadas representam as correntes de sub-superfície (Subcorrente de Leeuwin - Leeuwin Undercurrent (LUC), Corrente de Flinders - Flinders Current (FC) e Tasman Outflow (TO)). A isóbata de 1000 m também está plotada como referência.

Para se obter uma maior resolução na região da quebra da plataforma e do talude continental, adotou-se uma grade curvilinear, com resoluções horizontais paralelas a costa variando entre 10-20 km e resoluções perpendiculares a costa variando entre 2-7 km, para a área de interesse. A grade, conforme mostra a Figura 2, possui 63×173 células na horizontal e 32 camadas na vertical. As profundidades mínima e máxima adotadas foram de 20 m e 5400 m, respectivamente.

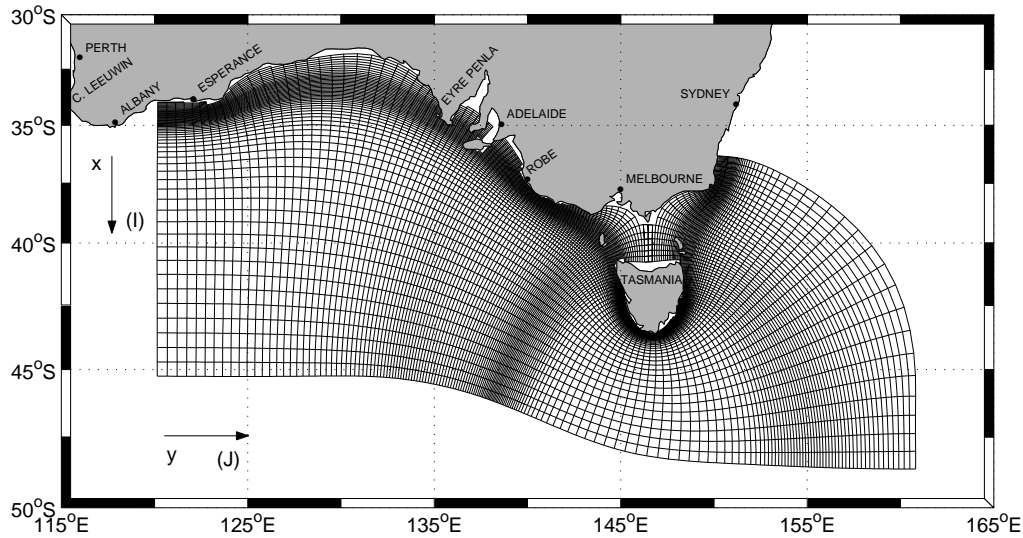


Figura 2: A grade curvilinear horizontal (63×173).

As correntes que circundam a região foram incluídas no modelo regional, ao longo dos 3 contornos abertos, através da imposição dos transportes integrados provenientes do OCCAM. Para se garantir que os transportes do OCCAM seriam conservados ao longo dos contornos do modelo regional, uma função de transporte por unidade de distância foi usada, ao invés de se interpolar diretamente a velocidade integrada ao longo da coluna d'água (velocidade barotrópica). Os valores para a velocidade barotrópica ao longo destes contornos foram então obtidos pela divisão entre esta função e a profundidade local no modelo regional.

A técnica de se especificar fluxos (*inflow/outflow*) nos contornos abertos de modelos regionais, com base nos resultados de modelos de larga escala foi também adotada por outros autores, como por exemplo Mellor e Ezer (1991), Oey e Chen (1992) e Ezer e Mellor (1994). No caso aqui apresentado, o conjunto de condições de contorno adotado para as velocidades barotrópicas e para a elevação da superfície do mar foi baseado em Palma e Matano (1998), que usou uma combinação de condições ativas para a velocidade normal ao contorno e

condições passivas para a velocidade tangencial e para a elevação do nível do mar (CHAPMAN, 1985). A forma discretizada deste esquema, para o contorno leste, pode ser escrita como:

- velocidade normal

$$\bar{v}_B^{n+1} = V_0 + \frac{c_0}{H} (\eta_{B-1}^{n+1} - \eta_0) \quad (1)$$

V_0, η_0 \equiv velocidade barotrópica e elevação da superfície do mar prescritos pelo OCCAM

$c_0 = \sqrt{gH}$ \equiv velocidade de uma onda em água rasa

B \equiv ponto de contorno

n \equiv intervalo de tempo

- velocidade tangencial e elevação da superfície do mar

$$\phi_B^{n+1} = \frac{\phi_B^n + r\phi_{B-1}^{n+1}}{1+r}, \text{ onde } r = \frac{\Delta t_{ext} c_0}{\Delta y} \quad (2)$$

4 Resultados obtidos

Os resultados apresentados neste seção, incluem exemplos relativos ao trabalho desenvolvido por Cirano (2000) para o estudo da circulação de inverno na região sudeste do Oceano Índico, envolvendo toda a costa sul da Austrália. Como pode ser observado na Figura 1, a circulação para esta região é extremamente complexa, e o uso de um modelo regional, forçado apenas por condições de contorno passivas, provavelmente não seria suficiente para uma representação mais realística da circulação média para a região.

Na parte inicial deste trabalho, um grande esforço foi concentrado na validação dos resultados do modelo OCCAM, garantindo assim condições iniciais e de contorno mais realísticas para o modelo regional POM. Através da análise destes resultados, pôde-se então descrever, em linhas gerais a circulação de larga-escala. A partir deste conhecimento, usou-se o modelo POM para se obter um maior detalhamento da circulação de plataforma e quebra de plataforma na parte leste do domínio, onde ênfase especial foi dada a parte leste do domínio. Um dos objetivos deste estudo foi o entendimento da dinâmica da Corrente de Zeehan, uma corrente estreita, restrita à quebra da plataforma continental e observada primeiramente por Baines, Edwards e Fandry (1983).

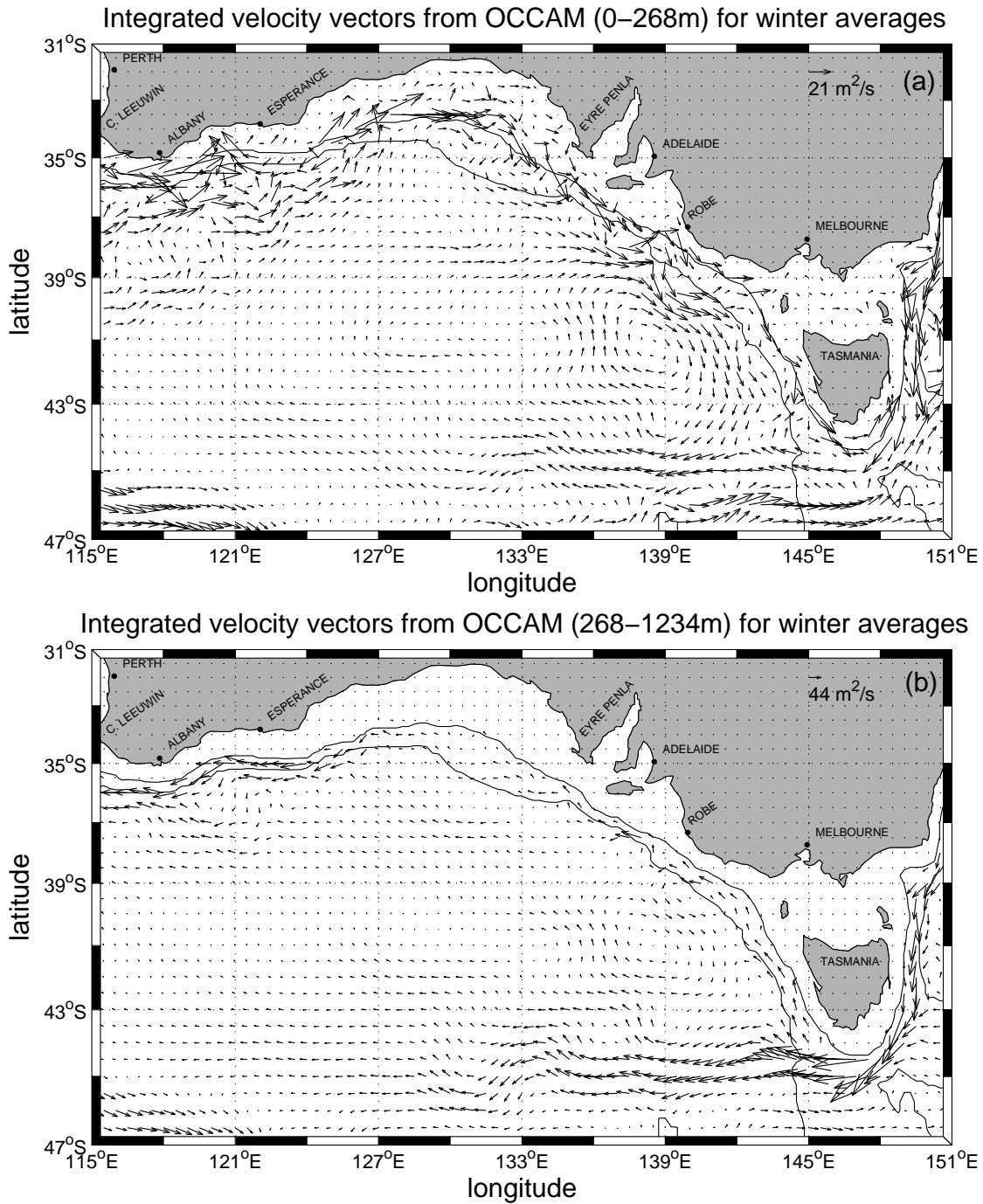


Figura 3: (a) Vetores da velocidade integrada ($m^2 s^{-1}$) obtidos a partir dos dados do OCCAM para o inverno e para as profundidades entre 0-268 m e (b) para as profundidades entre 268-1234 m. As isóbatas de 1000 m e 4000 m estão plotadas como referência.

Os resultados do OCCAM, para a camada superficial (Figura 3a), mostram que os ventos superficiais paralelos a costa (induzindo subsidência), dão origem a uma corrente costeira, que flui ininterruptamente desde Cabo Leewin até a parte leste da Tasmânia, onde ela forma a confluência com a Corrente Leste Australiana. Uma força adicional desta corrente costeira é a Corrente de Leeuwin.

Em um nível intermediário, conforme pode ser observado na Figura 3b, existe uma reversão da circulação. Tal corrente foi denominada de Corrente de Flinders, e Middleton e Cirano (2002) atribuíram a sua formação ao transporte de Sverdrup em direção ao equador (induzido por valores positivos do rotacional do vento).

Os transportes integrados ao longo da profundidade obtidos a partir do OCCAM foram comparados com os valores disponíveis na literatura para a região. Ao sul da Tasmânia, e usando o cálculo geostrófico, Tomczak e Pender (1998) encontraram um transporte de 16,4 Sv, enquanto que Rintoul e Sokolov (2001) encontraram um transporte de 8 ± 13 Sv. O transporte obtido com os dados do OCCAM foi de 19,64 Sv. Godfrey (1989) usando um modelo global encontrou um transporte similar de 20 Sv. Comparações semelhantes foram feitas para o campo termohalino obtido a partir da climatologia do OCCAM e usado como condição inicial para o modelo regional. Estes resultados mostram que o modelo é capaz de representar realisticamente as principais estruturas termohalinas da região, tanto em termos dos valores TS para as massas de água, como em relação à profundidade da camada de mistura.

Ao analisarmos os resultados obtidos pelo modelo regional, podemos observar que através do uso do POM, houve uma significativa melhora na circulação de plataforma e talude continental. Os valores de velocidade obtido pelo POM são geralmente o dobro daqueles obtidos pelo OCCAM e bem mais próximos dos valores médios obtidos através de correntógrafos fundeados ao longo da região. Uma comparação detalhada destes resultados é apresentada por Cirano e Middleton (2001). Uma característica importante do modelo regional é que ele também é capaz de preservar os fenômenos de larga-escala que são observados no modelo global. Os campos de velocidade e densidade, obtidos pelo POM (Figura 4a,b) e pelo OCCAM (Figura 4c,d), para um perfil ao sul da Tasmânia, são um exemplo das características mencionadas acima.

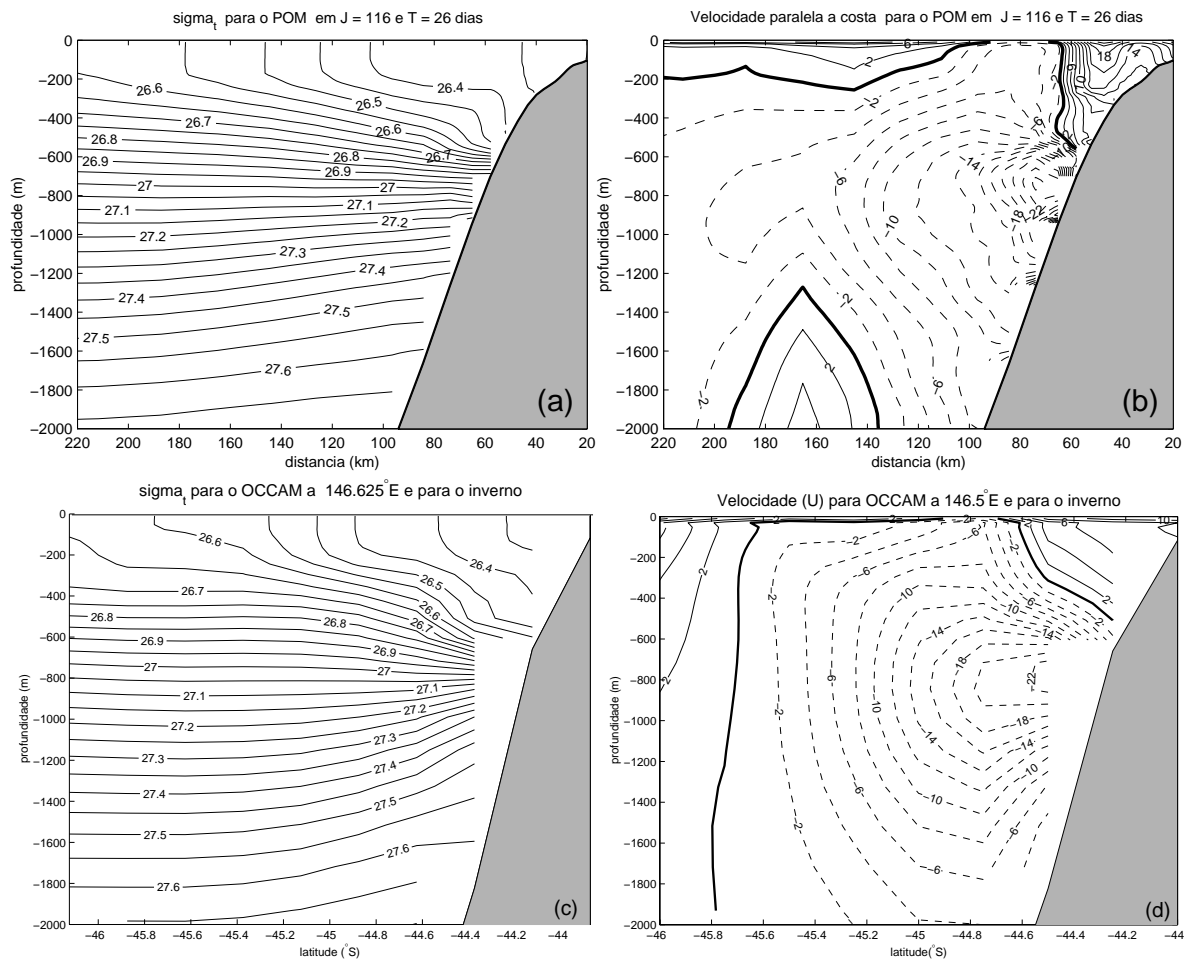


Figura 4: Seção perpendicular à costa localizada ao sul da Tasmania. Campos de (a) densidade e (b) velocidade paralela à costa obtidos através do POM. Campos de (c) densidade e (d) velocidade paralela à costa obtidos através do OCCAM.

A circulação superficial na parte leste da região, conforme apresentado na Figura 5, mostra que após 26 dias de simulação do POM, o padrão de circulação ao longo da plataforma já se encontra em equilíbrio. A corrente costeira definida na Figura 1 é mais intensa em regiões onde a plataforma é estreita, como é o caso de Robe, onde as velocidades máximas são da ordem de 50 cm s^{-1} . Para a costa oeste da Tasmania, as velocidades típicas são da ordem de 20 cm s^{-1} . É importante se notar que o centro da corrente é restrito a região da quebra de plataforma. Para águas mais rasas do que 200 m, a corrente está em equilíbrio geostrófico com o gradiente de elevação do nível do mar e o vento térmico é desprezível.

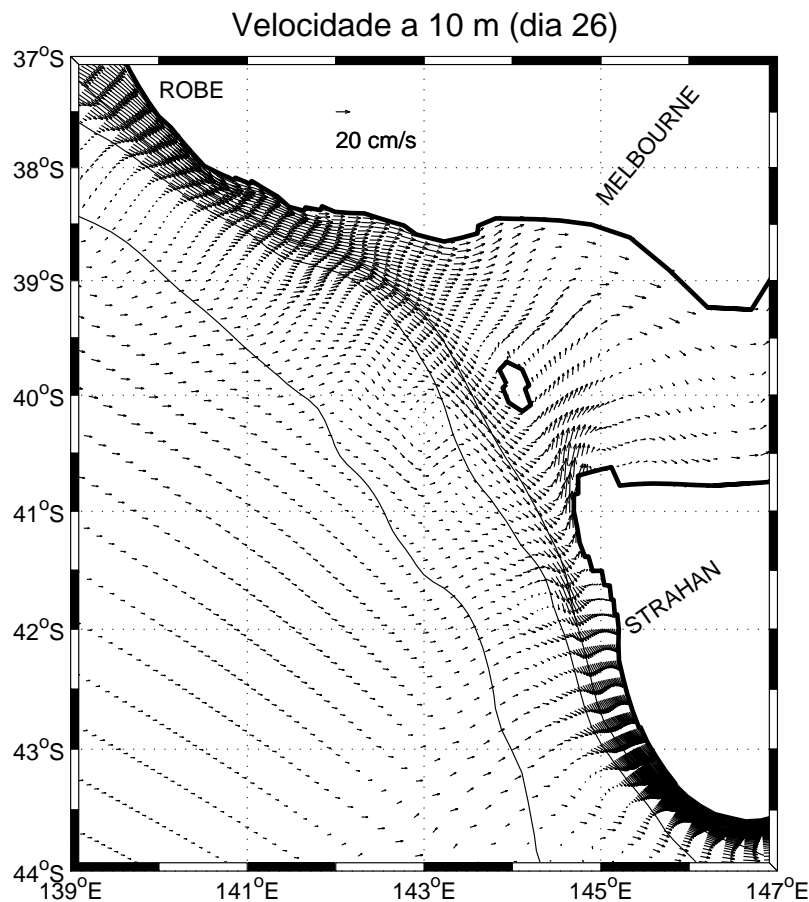


Figura 5: Campo de velocidades a 10 m obtido pelo POM após 26 dias de simulação. As linhas sólidas representam as isóbatas de 200 m, 1000 m and 4000 m.

Na costa noroeste da Tasmania, observa-se ainda a presença de uma contra-corrente rumo ao norte, na forma de um jato costeiro, que penetra pelo Estreito de Bass através da Passagem entre a Tasmania e a Ilha King. Este jato costeiro é também responsável pela criação de uma divergência nas correntes costeiras e esta é uma das razões pela qual a corrente costeira é bem estreita e apresenta seu centro na região da quebra de plataforma. Para as regiões mais ao sul (abaixo de Strahan), esta corrente costeira, definida como Corrente de Zeehan, apresenta-se mais uniformemente distribuída ao longo da plataforma continental. A Corrente de Zeehan simulada pelo modelo (Figura 6a) e em concordância com as observações de derivadores (Figura 6b) compiladas por Cresswell (2000), flui até a costa leste da Tasmania, onde forma a confluência com o ramo sul da Corrente Leste Australiana.

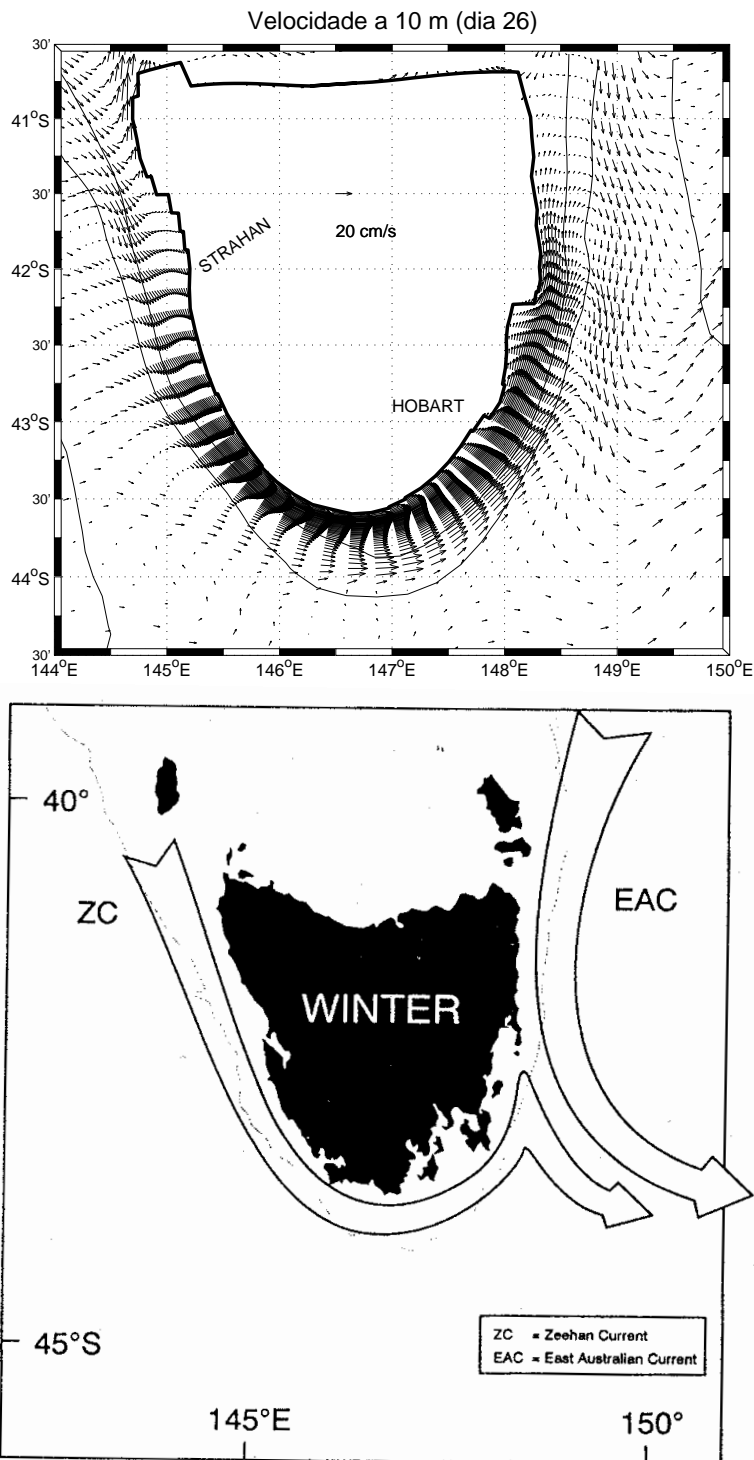


Figura 6: (a) Campo de velocidades a 10 m obtido pelo POM após 26 dias de simulação (gráfico superior), mostrando a área de influência da Corrente de Zeehan e a região de confluência desta corrente com a Corrente Leste Australiana para um situação de inverno. As linhas sólidas representam as isóbatas de 200 m, 1000 m and 4000 m. (b) Diagrama esquemático (gráfico inferior) apresentado por Cresswell (2000) para a mesma região e época do ano e com base em derivadores de corrente.

5 Conclusões

A simulação da circulação média através de um modelo regional, como base em condições iniciais e condições de contorno ativas provenientes de um modelo global, mostrou ser uma técnica eficaz na incorporação de forçantes remotas da circulação. O modelo regional foi capaz de proporcionar um maior detalhamento da circulação costeira e de quebra de plataforma, mostrando as regiões onde a corrente costeira é mais intensa. Também detalhou questões dinâmicas relevantes, como a contra-corrente costeira e o estreitamento da corrente costeira causado pela divergência do campo de correntes. A área de influência da Corrente de Zeehan aparece bem detalhada pelo modelo regional e a região da confluência com a Corrente Leste Australiana está de acordo com os dados observacionais.

Isto mostra, por exemplo, que a mesma técnica poderá ser aplicada em regiões onde a dinâmica é complicada e condições de contorno passivas não são suficientes para prescrever as correntes oceânicas em questão. Para a costa do Brasil, comparações feitas entre os dados climatológicos anuais do OCCAM e os transportes de volume compilados por Silveira (2000) para a toda a região de influência da Corrente do Brasil, mostram que os valores fornecidos pelo modelo global são bem realísticos e podem ser usados para forçar modelos regionais.

Uma limitação do método, é que este só foi testado para simular correntes médias em caráter sazonal. Técnicas incorporando a passagem de frentes frias, propagação de Ondas Trapeadas pelo Costa (*Coastal Trapped Waves*) e fenômenos em escalas temporais menores ainda não foram avaliadas.

Agradecimentos

O autor parabeniza a *Agência Nacional do Petróleo (ANP)* e o *Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis - Ministério do Meio Ambiente (IBAMA)* pelos esforços empregados na organização deste workshop interno sobre Modelagem de Derramamento de Óleo no Mar. O autor agradece ao *Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq*, pelo fornecimento da sua bolsa de Desenvolvimento Científico Regional, processo número 301249/00-8.

Referências

BAINES, P. G.; EDWARDS, R. J.; FANDRY, C. B. Observations of a New Baroclinic Current along the Western Continental Slope of Bass Strait. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, v. 34, p. 155–157, 1983.

BLUMBERG, A. F.; MELLOR, G. L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: HEAPS, N. S. (Ed.). *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 1987, (Coastal and Estuarine Series, v. 4). p. 1–16. 208 pp.

BRYAN, K. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J. Comput. Phys.*, v. 4, n. 3, p. 347–376, 1969.

CHAPMAN, D. C. Numerical Treatment of Cross-Shelf Open Boundaries in a Barotropic Coastal Ocean Model. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 15, p. 1060–1075, 1985.

CIRANO, M. *Wintertime Circulation within the Southeast Indian Ocean: a Numerical Study*. Tese (Doutorado) — University of New South Wales, Australia, 2000. 215 pp.

CIRANO, M.; LESSA, G. C. Oceanographic characteristics of Baía de Todos os Santos, Brazil: circulation, seasonal variations and interactions with the coastal zone. In: UNIVERSITY OF HAMBURG. *Proc. 11th Int. Biennial Conf. on Physics of Estuaries and Coastal Seas*. Hamburg, Germany, 2002.

CIRANO, M.; MIDDLETON, J. F. Wintertime shelf-slope Circulation at the Eastern Part of the Southeast Indian Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, submitted, 2001.

COX, M. D. *A primitive equation 3-dimensional model of the ocean*. Princeton University, Princeton, N. J. 08542, U. S. A., 1984. 143 pp.

CRESSWELL, G. R. Currents of the continental shelf and upper slope of Tasmania. *Pap. Proc. R. Soc. Tasm.*, v. 133, n. 3, p. 21–30, 2000.

DUNN, J. R.; RIDGWAY, K. R.; WILKIN, J. L. CARS, a new high-resolution climatology for waters around Australasia. 45 pp. 2000.

- EZER, T.; MELLOR, G. L. Diagnostic and prognostic calculations of the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate ocean model. *J. Geophys. Res.*, v. 99, n. C7, p. 14159–14171, 1994.
- GODFREY, J. S. A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, v. 45, p. 89–112, 1989.
- LEVITUS, S. *Climatological Atlas of the World Ocean*. Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office, 1982. (NOAA professional Paper). 173 pp.
- LEVITUS, S.; BOYER, T. P. *Temperature*. Washington, D. C.: U. S. Department of Commerce, 1994. (World Ocean Atlas 1994. NOAA Atlas NESDIS, v. 4). 117 pp.
- LEVITUS, S.; BURGETT, R.; BOYER, T. P. *Salinity*. Washington, D. C.: U. S. Department of Commerce, 1994. (World Ocean Atlas 1994. NOAA Atlas NESDIS, v. 3). 99 pp.
- MELLOR, G. L. Analytic Prediction of the Properties of Stratified Planetary Surface Layers. *J. Atmos. Sci.*, v. 30, p. 1061–1069, 1973.
- MELLOR, G. L. *User's Guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model*. Princeton University, Princeton: Program in Atmos. and Ocean. Sci., 1998. 41 pp.
- MELLOR, G. L.; EZER, T. A Gulf Stream Model and an Altimetry Assimilation Scheme. *J. Geophys. Res.*, v. 96, n. C5, p. 8779–8795, 1991.
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Problems. *J. Atmos. Sci.*, v. 31, p. 1791–1806, 1974.
- MIDDLETON, J. F.; CIRANO, M. A Boundary Current along Australia's Southern Shelves: the Flinders Current. *J. Geophys. Res.*, in press, 2002.
- OEY, L.-Y.; CHEN, P. A Nested-Grid Ocean Model: With Application to the Simulation of Meanders and Eddies in the Norwegian Coastal Current. *J. Geophys. Res.*, v. 97, n. C12, p. 20063–20086, 1992.

PALMA, E. D.; MATANO, R. P. On the implementation of passive open boundary conditions for a general circulation model: The barotropic mode. *J. Geophys. Res.*, v. 103, n. C1, p. 1319–1341, 1998.

RINTOUL, S. R.; SOKOLOV, S. Baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia (WOCE repeat section SR3). *J. Geophys. Res.*, v. 106, n. C2, p. 2815–2832, 2001.

SAUNDERS, P. M.; COWARD, A. C.; CUEVAS, B. A. de. Circulation of the Pacific Ocean seen in a global ocean model: Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling project (OCCAM). *J. Geophys. Res.*, v. 104, n. C8, p. 18281–18299, 1999.

SEMTNER, A. J. *A general circulation model for the World Ocean*. Department of Meteorology, University of California, Los Angeles, 1974. 99 pp.

SIEFRIDT, L.; BARNIER, B. *Banque de Données AVISO Vent/flux: Climatologie des Analyses de Surface du CEPMMT*. Institut Français de Recherche pour l'exploitation de la Mer, 1993. 43 pp.

SILVEIRA, I. C. A. da et al. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. *Rev. bras. oceanogr.*, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000.

TOMCZAK, M.; PENDER, L. Density compensation in the Subtropical Front of the Indian Ocean south of Australia part 1: winter. [Http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/STF/fr1098.html](http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/STF/fr1098.html). 1998.

WEBB, D.; CUEVAS, B. A. de; COWARD, A. C. *The first main run of the OCCAM global ocean model*. Southampton Oceanography Centre, Southampton, U. K., 1998. 43 pp.