Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

**ESTRUTURA TRIDIMENSIONAL DAS CORRENTES GERADAS
PELO VENTO NA PLATAFORMA CONTINENTAL DA REGIÃO
SUL DO BRASIL**

Renato Oliveira Cecílio

Dissertação submetida ao Instituto
Oceanográfico da Universidade de São Paulo,
como requisito parcial para obtenção do título
de Mestre em Ciências, especialidade
Oceanografia Física.

Orientador: Prof. Dr. Joseph Harari

São Paulo - Novembro / 2006

AGRADECIMENTOS

Agradeço muito aos meus pais, irmãos, amigos e amante. Principalmente por me aguentarem. Quem me conhece sabe que não é pouco.

Aos meus mestres agradeço pelo incentivo, inspiração, iluminação e exemplo. Prof. Dr. Osmar, a quem atribuo minha escolha pela Oceanofísica, Profs. Dr. Ivan, Dr. Ilson, Dr. Belmiro, Dr. Edmo, Dr. Ricardo e Dr. Moyses, só tenho a agradecer pela transmissão de conhecimento concedida.

Ao meu grande orientador, Prof. Dr. Joseph Harari, apaixonado pelo que faz e inexpugnável, meu mais profundo reconhecimento por seus muitos exemplos, todos positivos. Agradeço, ainda, além da experiência e conhecimento transmitidos, a paciência dispensada e a total liberdade para criação metodológica, cujo valor é inestimável e trará muitos frutos futuros.

Agradeço também aos funcionários do IOUSP, tendo eu sido sempre bem e prontamente atendido. Aos muitos colegas agradeço por compartilharem comigo saídas de campo sempre proveitosas, happy-hours babilônicos e o interesse por esta ciência maravilhosa.

À moçada de Rio Preto, ao Saulo e ao Huguinho, não tenho palavras pra descrever e agradecer as muitas presepadas. Aos colegas de turma Horácio, Rose, Marina, Rafael, Adriana, Manú, Fernando (!!!) e, principalmente, ao Comandante Assaf: muito obrigado... mesmo. Ainda tem o Felipe mala, a Ju, a Cintia, o Beto, as Anas, o CG, o Eugênio, muitos, muitos amigos que fiz e não vou listar... agradeço a todos. E o Panamá então, vixe...!

Por fim, agradeço ao Instituto Oceanográfico, na pessoa de seus coordenadores, por aceitarem-me de braços abertos nesta casa. Honrarei o quanto puder vosso nome. Agradeço, ainda, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) do Ministério da Educação, pela bolsa-auxílio concedida, sem a qual não seria possível sobreviver na Babilônia do Brasil.

Enfim, à muitos agradeço e à muitos mais agradecerei pessoalmente. À todos vocês, meu mais sincero e fervoroso reconhecimento pela contribuição a este trabalho.

Dedico este estudo à figura do Todo e sua lógica inexorável, a qual
escapa-me de alguma forma por entre os dedos.

Em lugar de um prefácio

Este mundo, como o entendemos, é uma ilusão...

A realidade está além da capacidade de interpretação do cérebro humano, que então compensa através da criação de ilusões simplificadas que agem como um substituto da compreensão.

Tudo o que percebemos é, portanto, somente uma metáfora de algo que nosso cérebro não está equipado para entender plenamente.

Quando estas ilusões funcionam bem e o ser humano que as endossa sobrevive, são legadas geneticamente às novas gerações.

Entre as mais proeminentes ilusões está nossa idéia de livre-arbítrio.

Em um jogar de dados, o caráter aleatório do resultado de uma jogada nos permitiria concluir que o resultado, assim como nós, é livre.

Contudo, a medida que o número de jogadas aumenta, a probabilidade tem um firme controle sobre os resultados.

Da mesma forma, nós seres humanos estamos programados geneticamente para complexar nosso sistema sensorial, de forma a criarmos ilusões mais coerentes com a realidade.

Sobreviver... Reproduzir... Buscar vã felicidade, efêmeros prazeres... e sofrer por isso...

Só o que existe é um determinismo probabilístico. Não possuímos livre-arbítrio.

Por isso... seja você mesmo! Não há escolha!

Breve ensaio sobre livre-arbítrio. HÁ!

Conteúdo

ABSTRACT	x
RESUMO	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 A plataforma continental sob a ação dos ventos	2
1.2 Motivação	6
1.3 Objetivos	7
2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	8
2.1 Descrição geográfica	8
2.2 Climatologia de ventos	10
2.3 Correntes geradas pelo vento na plataforma continental	12
3 METODOLOGIA	16
3.1 Modelo numérico	17
3.2 Grade numérica e batimétrica	18
3.3 Condições de contorno	22
3.4 Imposição do campo termohalino e da elevação do nível do mar	23
3.5 Imposição da tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície	25
3.6 Imposição da descarga fluvial oriunda do Rio da Prata	27
3.7 Condições Iniciais	29
3.8 Filtragem temporal	33

4	RESULTADOS	35
4.1	Validação dos resultados	35
4.2	Estrutura tridimensional do campo de velocidades	40
4.2.1	Verão	44
4.2.2	Outono	62
5	CONCLUSÕES	76
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78

Lista de Figuras

2.1	Localização da área de estudo (esquerda) e imagem de satélite (INPE) da região de interesse (direita).	9
2.2	Batimetria da área de estudo (fonte: Corrêa et al.,1996).	10
3.1	Grade numérica.	19
3.2	Grade batimétrica.	21
3.3	Coeficientes de arrasto testados.	27
3.4	Campos de salinidade na superfície próximo da desembocadura do Prata, obtidos do modelo de larga escala (esquerda) e após o experimento de um ano (direita).	30
3.5	Campo de elevação média do nível do mar obtido a partir do modelo de larga escala.	31
3.6	Campo de temperatura da superfície e vetores de velocidade superficial obtidos ao final do experimento de um ano.	32
3.7	Campo de salinidade na superfície, próximo da desembocadura do Prata, ao final dos experimentos de preparação de condições iniciais.	32
3.8	Filtro digital do tipo passa-banda com frequências de corte correspondentes aos períodos de 40 horas e 14 dias.	34
4.1	Comparação entre as velocidades do vento e as velocidades de corrente modeladas (vermelho) e observadas (preto), referentes ao período entre 04 de março e 27 de maio de 1997, a 15 m de profundidade, na posição 32,41°S e 51,27°W.	37
4.2	Campos médios históricos de salinidade durante verão e inverno (fonte: Piola et al. (2000), apud Pimenta (2001)).	42

4.3	Imagem de satélite de temperatura na superfície do mar e campo de salinidade obtido durante o cruzeiro do inverno de 1993 do projeto DEPROAS (fonte: Campos et al. (1996), apud Pimenta (2001)).	42
4.4	Perfis de análise (A à D) sobrepostos às isóbatas.	44
4.5	Campos de temperatura e salinidade superficiais no centro-sul da plataforma continental sul do Brasil durante o verão de 1990 (fonte: Soares and Moller (2001)). . . .	45
4.6	Campo de temperatura a 20m de profundidade, resultante do modelo, em meados de Janeiro.	46
4.7	Campo de salinidade a 20m de profundidade, resultante do modelo, em meados de Janeiro.	46
4.8	Campo de elevação do nível do mar, média de 15 dias, durante o verão.	49
4.9	Seções verticais de velocidades horizontais de baixa frequência (sazonais) perpendiculares U (esquerda) e paralelas V (direita) à costa durante o verão.	51
4.10	Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o verão para o Perfil D.	57
4.11	Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o verão para o Perfil C.	58
4.12	Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o verão para o Perfil B.	59
4.13	Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o verão para o Perfil A.	60
4.14	Campo de elevação do nível do mar, média de 30 dias, durante o outono.	62
4.15	Campo de temperatura em superfície, resultante do modelo, em meados de Maio. . .	63
4.16	Campo de salinidade em superfície, resultante do modelo, em meados de Maio. . . .	64

4.17	Seções verticais de velocidades horizontais de baixa frequência (sazonais) perpendiculares U (esquerda) e paralelas V (direita) à costa durante o outono.	66
4.18	Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o outono para o Perfil D.	70
4.19	Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o outono para o Perfil C.	72
4.20	Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o outono para o Perfil B.	73
4.21	Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o outono para o Perfil A.	74

Lista de Tabelas

3.1	Níveis e espessuras das camadas em coordenadas sigma	20
4.1	Parâmetros estatísticos de comparação.	36

ABSTRACT

A three-dimensional numerical model has been adapted for the study of the wind-driven flow on the continental shelf off southern Brazil during the summer and autumn seasons. The Princeton Ocean Model (POM) is used in a limited area domain with a high-resolution (eddy resolving) curvilinear grid, with realistic coastline and bottom topography. The forcings include time-varying wind stress, termohaline fields, fluvial discharges and mean sea level. The objectives of the study are to simulate the response of the shelf circulation to these forcings, to compare model results with oceanographic observations, to establish the model confidence, and to subsequently analyse the model fields as a contribution to understand the behavior of the observed flow. The model variables show overall good agreement with corresponding observations. It is found a clear seasonal pattern of the wind-driven circulation over the shelf, with surface offshore and southward net flow during summertime, which results in bottom cold water upwelling, and onshore and northward net flow during autumntime, which results in less dense water downwelling. This circulation enhances vertical stability in summer, due to solar surface heating and cold water bottom upwelling, and enhances vertical mixing and unstratified conditions in autumn, due to downwelling of less dense water, which causes a strong downwind acceleration of river plume innershell waters. The results also demonstrate that coastal capes and promontories play a dominant role in causing alongshore variability of the upwelling flow over southern Brazil, including the setup of alongshore coastal baroclinic jets, which tend to separate from the coast south of capes, showing a three-dimensional upwelling circulation, with complex time and space dependence. During autumntime, the downwelling wind setup, in addition to the river plume waters, set up a barotropic coastal current, named here "Rio Grande Coastal Current", causing the intrusion of southern colder water over the Brazilian shelf. The evaluation of velocity fields shows that full Ekman transport develops in the region offshore of the upwelling or downwelling fronts, leaving onshore a region dominated by friction with relatively weak stratification and cross-shore currents. This region is named here "innershell" and extends seaward from the coast until the 30m isobath in summer and the 45m isobath in autumn, showing this seasonal variations due to Ekman layer depth variations.

RESUMO

Um modelo numérico tridimensional foi adaptado para o estudo da circulação gerada pelo vento sobre a plataforma continental da Região Sul do Brasil durante o verão e o outono. O modelo oceânico de Princeton (POM) é usado em um domínio limitado com grade curvilínea de alta-resolução, além de linha de costa e batimetria realísticas. As forçantes são variáveis no tempo e incluem tensão de cisalhamento do vento, descarga fluvial, campos termohalinos e nível médio do mar. Os objetivos são simular a resposta da plataforma a estas forçantes, comparar os resultados do modelo com observações oceanográficas, afim de estabelecer a confiança do modelo, e subsequente analisar os campos resultantes, para uma contribuição na compreensão do comportamento da circulação observada. As variáveis do modelo mostram boa concordância geral com as correspondentes observações. É encontrado um claro padrão sazonal da circulação gerada pelo vento sobre a plataforma, com fluxos de superfície para sul e para o largo durante o verão, resultando em ressurgência de águas frias de fundo, e para norte e para a costa durante o outono, resultando em subsidência de águas menos densas. Tal circulação aumenta a estabilidade vertical no verão, devido ao aquecimento de superfície e ressurgência de águas frias, e aumenta a mistura vertical e a homogeneidade vertical no outono, devido à subsidência de águas menos densas, a qual causa forte aceleração da pluma fluvial existente na plataforma interna. Os resultados também demonstram que os cabos e promontórios da Região Sul do Brasil desempenham papel fundamental na variabilidade ao longo da costa do fluxo de ressurgência, incluindo o estabelecimento de jatos costeiros baroclínicos, os quais tendem a se separar da costa ao sul de cabos, mostrando uma circulação tridimensional de ressurgência, com complexa dependência espaço-temporal. Durante o outono, o empilhamento de subsidência, somado à presença da pluma fluvial, estabelece uma corrente costeira barotrópica, chamada aqui de "Corrente Costeira de Rio Grande", causando a intrusão de águas frias a partir do sul para a plataforma continental brasileira. A avaliação dos campos de velocidade mostra que o transporte de Ekman pleno se desenvolve na região ao largo das frentes de ressurgência ou subsidência, deixando em direção à costa uma zona dominada por fricção, com estratificação e velocidades perpendiculares fracas. Esta região é denominada aqui de "plataforma interna" e se estende da costa até a isóbata de 30m no verão e até a isóbata de 45m no outono, com esta variação resultando de variações na profundidade da camada de Ekman.

Vagn Walfrid Ekman (1874 - 1954)

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

No Brasil, como ocorreu em todo o planeta, as principais cidades se desenvolveram nas proximidades da zona costeira devido à possibilidade da instalação de portos, à fertilidade do ambiente e sua abundante comunidade biológica, bem como a disponibilidade de amplas áreas de lazer próximas ao mar. Entretanto, essa intensa ocupação provoca degradação do meio através do despejo de esgotos, óleos ou resíduos sólidos, sobre-exploração da pesca e modificações do ambiente com a construção de estruturas oceânicas e costeiras.

Neste contexto, diversos problemas causados por intensas correntes na zona costeira, tais como enchentes anômalas, destruição de construções à beira-mar, erosão costeira, assoreamento de portos e canais de navegação e também redução da penetração de luz solar, devido à presença de grandes concentrações de material em suspensão, acentuam a necessidade de conhecimento dos diferentes processos envolvidos na dinâmica deste ambiente.

Além disso, essas correntes afetam fortemente a distribuição de propriedades da água, como temperatura e salinidade, assim como transporte de sedimentos e de material dissolvido, como nutrientes e poluentes, além da dispersão de organismos passivos, como fito e zôoplâncton, e de óleos e outros poluentes adsorvidos nas partículas.

Em especial para a Região Sul do país, o padrão de ventos sobre a região costeira pode sofrer a influência de sistemas meteorológicos de escala sinótica, como sistemas frontais e ciclogêneses. Estes sistemas podem induzir, através da presença de intensos campos de vento, perturbações significativas nas condições de elevação da superfície e do padrão de correntes sobre a plataforma continental.

Por isso, o estudo da circulação gerada pelo vento possui papel fundamental na tentativa de aumentar o conhecimento sobre a plataforma continental da Região Sul do Brasil.

1.1 A plataforma continental sob a ação dos ventos

Os trabalhos de Allen (1980), Brink (1991), Winant (1980), Gill e Schumann (1974), Huthnance (1975) e Csanady (1982, 1997) proporcionaram considerável avanço no conhecimento sobre a circulação da plataforma continental, levando ao entendimento da tensão de cisalhamento do vento como mecanismo primordial na forçante do campo de velocidades na plataforma.

Ao soprar sobre o oceano, o vento causa uma corrente superficial inicialmente na direção do vento. Com a deflexão pela força de Coriolis devido à rotação da Terra e ao atingir um estado estacionário de equilíbrio, ocorre o desenvolvimento da chamada espiral de Ekman, com um transporte de volume ortogonalmente à esquerda (direita) da tensão de cisalhamento do vento no Hemisfério Sul (Norte) (Ekman, 1905), conhecido como transporte de Ekman. Este transporte se dá em uma camada superficial, cuja espessura é diretamente proporcional à intensidade do vento e à viscosidade turbulenta, denominada camada de Ekman (Bowden, 1983).

O modelo de equilíbrio friccional de Ekman, termo encontrado em Csanady (1976) e Scott and Csanady (1976), descreve a resposta de uma plataforma continental com fluido homogêneo à imposição de uma tensão de cisalhamento por vento local e paralelo à costa. De acordo com esse modelo analítico, ventos paralelos à costa induzem transporte de Ekman ortogonal à costa na camada superficial. Devido à presença da costa restringindo o movimento, um fluxo de retorno no interior da coluna d'água também se desenvolve, com transporte em sentido contrário ao encontrado em superfície. Esse fluxo de retorno é também defletido pela força de Coriolis, gerando um fluxo geostrófico paralelo à costa no interior da coluna d'água.

Mudanças no nível do mar na região costeira surgem, então, conforme o campo de pressão se ajusta em balanço geostrófico às velocidades paralelas à costa do interior da coluna. No Hemisfério Sul, em uma costa leste como a costa brasileira, ventos de sul resultam em correntes de sul no interior da coluna e causam aumento do nível do mar, enquanto que ventos de norte resultam em correntes de norte e rebaixamento do nível do mar.

Esse balanço ocorre não somente na região costeira, mas em toda uma faixa com extensão do Raio de Deformação Barotrópico de Rossby, dado por c/f , onde f é o parâmetro de Coriolis e c é a velocidade de fase de ondas longas, calculada em função da gravidade "g" e da profundidade "h" ($c=\sqrt{gh}$) (Csanady, 1982).

A existência de estratificação, devido a um gradiente estável de densidade, reduz a taxa de mistura vertical, diminuindo a espessura da camada de Ekman de superfície e concentrando o transporte de Ekman na camada sobre a pycnoclina. Isto ocorre pois a mistura vertical envolve um acréscimo na energia potencial, a qual deve ser deduzida da energia cinética turbulenta gerada pelo cisalhamento das velocidades do fluxo (Bowden, 1983).

Os efeitos do vento na presença de estratificação leva ao modelo analítico clássico de duas camadas de Charney (1955), descrito por Csanady (1977) em uma revisão sobre teorias envolvidas na circulação de plataforma continental. Este modelo representa uma zona costeira de profundidade constante e com uma parede vertical como linha de costa, tendo uma camada menos densa sobreposta a uma mais densa, desde a costa até o infinito. O vento é imposto igualmente sobre toda a camada de superfície e nada varia ao longo da costa, o que reduz as variações do modelo a uma seção perpendicular à costa.

Devido ao débil atrito na interface das camadas, o vento acelera a camada de superfície. Longe da costa, o transporte de Ekman ortogonal à costa na camada de superfície equilibra a tensão de cisalhamento imposta pelo vento paralelo à costa. Próximo à costa, entretanto, em uma distância igual ao Raio de Deformação Baroclínico de Rossby, a presença da costa restringe o movimento e a tensão devida ao vento, agora em desequilíbrio, força uma corrente costeira na direção do vento mais rápida que as correntes da plataforma, formando um jato costeiro. O Raio de Deformação Baroclínico de Rossby é dado também por c/f , porém com gravidade reduzida ($g' = \frac{\Delta\rho}{\rho_0}$), onde $\Delta\rho$ é o gradiente de densidade em questão e ρ_0 é a densidade média local.

A divergência junto à costa causa ainda a movimentação da interface e, com isso, força fluxos ortogonais à costa no interior da coluna d'água. Esse fluxo é também defletido pela força de Coriolis, desenvolvendo um fluxo geostrófico paralelo à costa no interior da coluna, em equilíbrio com a inclinação da interface. A teoria para fluidos homogêneos ainda se aplica e o cenário total é formado pela sobreposição das soluções barotrópica e baroclínica.

Com o advento dos computadores, o avanço da modelagem numérica levou ao desenvolvimento de modelos menos idealizados que os modelos analíticos, porém ainda com física e geometria simplificadas, devido aos recursos computacionais limitados. Recentemente, no entanto, com o aumento da capacidade computacional, o desenvolvimento progressivo de modelos complexos de parametrização de turbulência tem permitido a utilização de modelos numéricos com capacidade de reproduzir mais precisamente a dinâmica de plataforma continental sob situações mais realísticas.

Entre estes, destacam-se os estudos de Allen et al. (1995) e de Allen and Newberger (1996), respectivamente sobre ressurgência e subsidência, sob condições batimétricas e hidrográficas típicas da costa oeste da América do Norte. O comportamento geral dos fluxos resultantes são consistentes com as descrições feitas aqui anteriormente, com fluxos turbulentos em superfície balanceados por fluxos de retorno no interior da coluna d'água.

Entre as novas feições encontradas estão: o surgimento de movimento vertical do fluxo de retorno, tanto próximo à costa pela divergência costeira quanto ao longo de toda a plataforma devido à inclinação da topografia de fundo; o fluxo geostrófico resultante paralelo à costa, que apresenta cisalhamento vertical e horizontal de velocidade; e a formação de uma frente de divergência no campo de velocidade paralela à costa, de forma quase vertical ao longo de toda a coluna d'água, separando as velocidades intensas do fluxo geostrófico do fluxo ameno mais próximo à costa.

A principal diferença encontrada entre o processo de ressurgência e de subsidência reside no desenvolvimento de uma camada de Ekman de fundo. Na ressurgência, com o passar do tempo e o fortalecimento do jato geostrófico, a camada de fundo se desenvolve, carregando uma maior parte do fluxo de retorno como transporte de Ekman. Para a subsidência, o fluxo de fundo se desenvolve a partir de flutuações espaço-temporais do campo de velocidades, com separação e reagrupamento da camada de fundo e a presença de células de recirculação. Em especial para o processo de ressurgência, Allen et al. (1995) ressaltam que uma substancial fração da ressurgência para a superfície ocorre em águas relativamente rasas ($<40\text{m}$) e próximas da costa ($\sim 6\text{km}$).

Em estudo idealizado utilizando um modelo numérico bidimensional, Austin and Lentz (2002) analisaram a resposta das correntes de plataforma à presença de estratificação e aos ventos favoráveis à ressurgência e subsidência, sob condições batimétricas de menor declividade (típicas de margens continentais do Oceano Atlântico), encontrando resultados de grande interesse, em especial para as

correntes perpendiculares à costa.

Para o caso não-estratificado, a resposta aos ventos de ressurgência e subsidência é essencialmente a mesma, com a direção da circulação invertida. Sob forte estratificação (tipo duas camadas), a ressurgência mantém fraca ou nenhuma estratificação na plataforma interna, entre a frente de ressurgência e a costa, devido ao fluxo de águas mais densas próximo ao fundo. Esta fraca estratificação gera correntes perpendiculares à costa também fracas sobre a plataforma interna. Para o caso de estratificação constante, esta estratificação na plataforma interna é maior e, conseqüentemente, também as correntes perpendiculares à costa na plataforma interna. Para a subsidência, tanto em duas camadas quanto em estratificação constante, a plataforma interna torna-se não-estratificada, já que as correntes perpendiculares forçam águas menos densas sobre águas mais densas. Como conseqüência, a circulação perpendicular à costa é ainda mais fraca ou inexistente.

A primeira clara distinção entre os padrões de correntes próximas e afastadas da costa foi apresentada nos estudos observacionais de Verber (1966, apud Csanady, 1982) em que fluxos em linha reta eram encontrados próximo à costa, enquanto oscilavam em todas as direções com o afastamento da costa. Malone (1968, apud Csanady, 1982) encontrou a maior parte da energia de correntes costeiras concentrada em baixas frequências com as maiores componentes paralelas à costa.

Diversos trabalhos relacionam essas correntes costeiras, dominadas por fricção, com a componente paralela à costa do vento local (ex: Schwing et al., 1983; Scott e Csanady, 1976; Winant, 1980; Lentz, 1994). Entretanto, definir que o vento sopra paralelo à costa e a corrente costeira simplesmente flui proporcionalmente na mesma direção é uma simplificação excessiva, já que existe uma variedade de situações climatológicas e geomorfológicas, resultando em diferentes respostas à tensão de cisalhamento do vento (Winant, 1980). Uma estimativa desta variação pode ser obtida em Winant e Beardsley (1979).

Apesar da corrente costeira da plataforma interna concordar com o sentido da corrente integrada da plataforma média, deve-se atentar que os mecanismos geradores de cada uma diferem marcadamente. Enquanto as correntes costeiras são dominadas pelo cisalhamento do vento e a fricção com o fundo, as correntes na plataforma média são dominadas pelo gradiente de pressão, ou seja, encontram-se em balanço geostrófico (Schwing et al., 1983).

1.2 Motivação

O termo plataforma interna tem sido usado em uma variedade de contextos para se referir a porção da plataforma continental mais próxima da costa (Allen et al. 1983). Diferentemente das áreas mais externas, a dinâmica em áreas rasas como na plataforma continental interna possui escalas horizontais e verticais bem menores. Assim, a plataforma interna encontra-se continuamente sob a ação de mecanismos inerentes da baixa profundidade, sendo esta região denominada zona de fricção (Stanley and Swift, 1976).

Nessa região, as camadas de Ekman de fundo e superfície se sobrepõem, transferindo progressivamente mais da tensão de cisalhamento do vento diretamente para o fundo à medida que a profundidade diminui (Mitchum and Clarke, 1986). Esta sobreposição provoca a divergência ou convergência do transporte de Ekman ortogonal à costa que, em última instância, são causadoras da subsidência ou ressurgência costeira (Smith, 1981), além de prover o mecanismo mais comum para a propagação de ondas longas aprisionadas à costa (Mitchum and Clarke, 1986). A plataforma interna representa, portanto, papel fundamental na circulação gerada pelo vento e, apesar disso, seus processos permanecem pouco compreendidos (Lentz, 1994).

Além disso, a presença de intensos campos de vento provoca, além de correntes sobre a plataforma continental, a formação de ondas de gravidade superficiais de curto período (ondas de surfe ou “wind waves”). Em águas rasas, essas ondas de curto período apresentam grandes velocidades orbitais sobre o fundo (Madsen, 1976), sendo capazes de ressuspender significativas quantidades de sedimento (Grant and Madsen, 1986).

Segundo Allen (1982), as correntes geradas pelo vento são consideradas o processo mais efetivo no transporte desse sedimento em direção ao largo através de correntes junto ao fundo, ocorrendo deposição com o declínio na intensidade das correntes e a respectiva perda de competência para transporte.

Assim, segundo Wright (1995), para se compreender a dinâmica sedimentar da região costeira é necessário o conhecimento da estrutura vertical das correntes geradas pelo vento, bem como sua extensão em direção ao largo.

Por isso, a definição do limite entre esta zona de fricção costeira e a zona dominada por ondas

longas e fluxos geostróficos, onde a força friccional passa a ser secundária, é de crítica importância na determinação das características do balanço sedimentar de longo prazo ao longo da plataforma continental (Swift and Thorne, 1991).

Dessa forma, a principal motivação do presente trabalho encontra-se na necessidade de conhecimento da delimitação entre plataforma interna e média, bem como na identificação das escalas envolvidas nos processos hidrodinâmicos associados ao vento sobre a plataforma da Região Sul do país, dentro de uma contribuição ao conhecimento geral sobre a dinâmica de plataformas continentais.

1.3 Objetivos

Os objetivos deste trabalho constituem:

- Analisar a estrutura tridimensional das correntes geradas pelo vento na plataforma continental da Região Sul do Brasil, procurando identificar a separação dos fluxos de superfície e de fundo, bem como o limite entre a plataforma continental interna, dominada por fricção, e a plataforma continental média, dominada por fluxos geostróficos.
- Avaliar a variabilidade temporal desses processos, assim como sua variabilidade ao longo da área de estudo, observando os efeitos das abruptas mudanças tanto da orientação da linha de costa ao largo do Cabo de Santa Marta - SC (28°S) quanto da declividade batimétrica ao largo de Rio Grande -RS (32°S).

Capítulo 2

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Descrição geográfica

A região de interesse localiza-se entre 26°S e 34°S, compreendendo parte da plataforma continental sul e sudeste do Brasil (Figura 2.1). Devido à atuação de campos de ventos de larga escala sobre a região e de intensos sistemas meteorológicos no litoral do Uruguai e do norte da Argentina, os quais podem ser de extrema importância no extremo sul do país (Climanálise, 1986), uma extensão consideravelmente maior foi definida para este estudo. Esta área estende-se deste 24°S até 37°S, compreendendo uma maior parte da plataforma continental sudeste do país, além da plataforma continental Argentino-Uruguiaia (Figura 2.1). Esta área estendida será doravante referenciada como área de estudo, em diferenciação à região de interesse citada anteriormente.

Figure 2.1: Localização da área de estudo (esquerda) e imagem de satélite (INPE) da região de interesse (direita).

A plataforma continental sudeste do Brasil (PCSE) encontra-se confinada entre o Cabo Frio (23°S) e o Cabo de Santa Marta (28°S). Seu formato é predominantemente côncavo, sendo mais larga no centro (cerca de 230 km) e mais estreita nas proximidades do Cabo Frio (cerca de 50 km) e do Cabo de Santa Marta (cerca de 70 km), sendo seu comprimento ao longo da costa de aproximadamente 1100 km (Figura 2.2). A batimetria é bastante suave, com as isóbatas seguindo a configuração da linha de costa e a quebra de plataforma variando entre 120 e 180m de profundidade (Castro and Miranda, 1998).

Já a plataforma continental sul do Brasil (PCS) encontra-se, por sua vez, confinada entre o Cabo de Santa Marta (28°S) e o Cabo Polônio no Uruguai ($34,5^{\circ}\text{S}$). Esta porção da plataforma continental apresenta linha de costa bastante retilínea, seguindo orientação Nordeste-Sudoeste (Figura 2.2). A batimetria é também bastante suave, com maior declividade e quebra de plataforma localizada por volta da isóbata de 180m na parte norte e maior declividade e quebra de plataforma localizada por volta da isóbata de 100m na parte sul, seguindo a tendência de alargamento da plataforma continental em direção ao sul, característica da margem continental da América do Sul (Zembruski, 1979).

Ao sul da área de estudo, já fora da região de interesse, encontra-se a plataforma continental Argentino-Uruguiaia (PCAU), sob grande influência da desembocadura do Rio da Prata. Neste local a linha de costa muda abruptamente sua orientação, adquirindo uma conformação afunilada com características geomorfológicas de um estuário clássico. Já a plataforma continental mantém-se ampla,

com isóbatas seguindo a orientação principal de nordeste-sudoeste (Pimenta, 2001).

Figura 2.2: Batimetria da área de estudo (fonte: Corrêa et al., 1996).

2.2 Climatologia de ventos

O giro anticiclônico subtropical do Atlântico Sul e o cinturão de ventos de oeste em mais altas latitudes são as principais feições atmosféricas presentes na área de estudo. A posição e intensidade do giro subtropical apresentam oscilação sazonal, afetando diretamente a magnitude e direção dos ventos. Durante o verão austral os ventos predominantes sopram de leste e nordeste. Por outro lado, durante o inverno austral este padrão fica confinado a latitudes entre 20°S e 25°S, predominando ventos de oeste e sudoeste ao sul desta latitude (Castro and Miranda, 1998).

O padrão de ventos sobre a região costeira sofre ainda a influência de sistemas meteorológicos de mesoescala ou escala sinótica. Esses eventos são regidos pela ação de ondas de Rossby planetárias

sobre o cinturão de ventos de oeste, com a geração de ciclones extratropicais e a passagem de frentes frias associadas.

Geralmente, esses sistemas frontais formam-se sobre o Oceano Pacífico, tomam rumo leste até atingirem a cordilheira dos Andes e então seguem uma trajetória sudoeste-nordeste ao longo da costa leste da América do Sul. A média de passagem destes sistemas frontais entre 20°S e 34°S é de três a seis frentes por mês, resultando em uma escala de tempo de cinco a dez dias entre as passagens (Castro and Miranda, 1998).

Já a formação de ciclones (ou ciclogênese) se dá preferencialmente ao longo de frentes que apresentem massas de ar de diferentes densidades fluindo paralelamente e em sentidos opostos. Como resultado um cisalhamento ciclônico é estabelecido, levando a uma descontinuidade da superfície frontal. Os trabalhos de Ferreira (1989), Satyamurty, Ferreira and Gan (1990) e Gan and Rao (1991) investigaram cuidadosamente a frequência e desenvolvimento de ciclones, bem como suas áreas e estações preferenciais de geração na região da América do Sul, apontando a influência no alinhamento de frentes frias (outono-inverno) ou na interação com sistemas convectivos (primavera-verão). Citam, ainda, diversos fatores como responsáveis pela produção de ciclones numa região frontal, entre eles irregularidades topográficas como a dos Andes, instabilidade baroclínica do escoamento de oeste e contrastes de temperatura mar-terra ou entre correntes oceânicas.

Gan and Rao (1991) identificam dois locais de maior frequência ciclogênética na América do Sul: um sobre o Golfo de San Mathias na Argentina (42,5°S), mais intenso no inverno e causado por instabilidade baroclínica local no escoamento de oeste e outro sobre o Uruguai (31,5°S - 35°S), mais intenso no verão e causado por distúrbio baroclínico se movendo sobre uma cadeia de montanhas, gerando a chamada ciclogênese a sota-vento da montanha.

A região de interesse está, portanto, sob forte influência dos ventos de sudoeste durante os meses do inverno austral, quando os ventos de oeste e as trajetórias dos sistemas frontais e dos ciclones migram sazonalmente para norte. Durante o verão austral, com a migração para sul do cinturão de ventos de oeste, volta a dominar o giro anticiclônico com os ventos de leste e nordeste sobre a região.

2.3 Correntes geradas pelo vento na plataforma continental

Apesar da escassez de observações correntométricas, a circulação predominante na região de interesse pôde ser creditada à circulação gerada pelo vento graças aos padrões observados nas distribuições de propriedades físicas, químicas e biológicas (Soares and Moller, 2001).

A influência das correntes geradas pelo vento na distribuição de nutrientes inorgânicos e na produção de biomassa fitoplânctonica nas primaveras de 1987 e 1988 sobre a PCS pode ser encontrada em Ciotti et al (1995). Também na PCS, as altas concentrações de ictioplâncton encontradas durante cruzeiros de inverno e início de primavera (Hubold, 1980) foram atribuídas às correntes geradas por ventos favoráveis à subsidência por Lima and Castello (1995). Já a influência dessas correntes nas propriedades termohalinas podem ser encontradas em Miranda (1971,1972) para a PCS e em Castro and Miranda (1998) para a PCS e PCSE. Castro et al. (1987) complementa relatando a possibilidade de reversões da circulação perpendicular à costa devido à relaxação dos ventos predominantes no inverno e seu impacto no comportamento da termoclina da PCSE.

Um dos primeiros estudos realizados com medições diretas de correntes na região de interesse foi realizado por Luedemann (1978) na costa gaúcha, onde se verificou uma alta correlação entre as correntes costeiras e os ventos locais para quatro cruzeiros de primavera em diferentes anos. Em estudo posterior utilizando garrafas de deriva, Galo (1988) verificou águas fluindo predominantemente para nordeste durante o inverno e para sudoeste durante o verão. Também para a costa gaúcha, Figueiredo (1980) registrou correntes de até 82 cm/s na superfície e de até 34 cm/s no fundo durante a passagem de uma frente fria, sendo ambas dirigidas para nordeste em profundidade local de 21m.

Castro and Miranda (1998) indicam correntes na plataforma interna com uma distribuição bimodal durante todo o ano na PCSE, em acordo com as direções nordeste e sudoeste de predomínio do vento. Para a plataforma média, correntes médias sazonais tendem a ser paralelas à batimetria e coerentes com a direção do vento, sendo de 40 a 50 cm/s para sudoeste na maior parte do ano e de 30 a 40 cm/s para nordeste principalmente durante o inverno.

Em uma das primeiras medições de correntes de mais longo período para a costa gaúcha, Soares and Moller (2001) apresentam os resultados de um fundeio de três meses, onde observa-se um fluxo de baixa frequência predominantemente barotrópico, com variabilidade entre 2 e 12 dias relacionada

ao vento e pico de energia no período de 10.4 dias, além de corrente residual de poucos cm/s para nordeste em concordância com uma corrente gerada por gradiente de densidade.

Essas mesmas medições de correntes na PCS são ainda descritas por Zavialov et al. (2002) como um somatório de um fluxo bastante variável relacionado à tensão de cisalhamento do vento local e uma corrente residual média fluindo para norte ao longo da costa com poucos cm/s. Zavialov and Moller (2000) descrevem o que chamaram de Corrente de Rio Grande como fortemente barotrópica, com sentido nordeste e relacionada às descargas de água doce do Rio da Prata e da laguna Lagoa dos Patos.

Pereira (1989) analisou a circulação sazonal da PCS utilizando um modelo baseado no balanço de momento, linear e hidrostático, passível de solução analítica. Foram utilizados campos de vento médios sazonais e gradientes de densidades médios na vertical, mas variáveis horizontalmente. Em condições sem vento, um fluxo para nordeste foi constatado em função da configuração dos gradientes termohalinos da região. Sob a ação do vento, os resultados mostram uma reversão sazonal do fluxo. No inverno, a predominância de ventos de sudoeste somada ao gradiente termohalino determinaram uma intensificação das correntes para nordeste. Já durante o verão, os ventos de nordeste e leste mostraram-se suficientemente fortes para sobrepujar o fluxo termohalino e reverter a corrente para sudoeste.

Lima et al. (1996) comparou o transporte de Ekman gerado por ventos médios mensais com a distribuição espacial de massas d'água observada em dados hidrográficos. Segundo estes autores, o fluxo na PCS é dirigido para nordeste e para a costa durante o inverno e para sudoeste e para o largo durante o verão, em acordo com os resultados de Pereira (op cit).

Em estudo sobre a influência da descarga fluvial e dos ventos sobre a dinâmica da pluma do Rio da Prata, Pimenta (2001) demonstrou diferenças entre a ação dos ventos paralelos e perpendiculares à costa. Segundo este autor, a intrusão da pluma até o extremo norte da PCS, atingindo até mesmo a PCSE, demonstrou ser resultado da ação persistente dos ventos de sudoeste comuns no inverno. Por outro lado, a persistência dos ventos de nordeste mostrou maior capacidade de expansão da pluma para o largo e também ser o único fator capaz de reverter completamente o sentido do fluxo costeiro induzido pela propagação da pluma ao longo da plataforma. Já as respostas em termos de ventos perpendiculares à costa demonstraram modificações muito menores e limitadas às camadas mais su-

perficiais.

Mais recentemente, em sua tese de doutoramento, Soares (2003) realizou estudos não só da influência das águas do Rio da Prata sobre a dinâmica da PCS, como da importância ecológica dessa influência. Uma série de simulações numéricas foram executadas para investigar os efeitos da introdução de águas menos densas sobre a plataforma e também a interação dessa forçante com as correntes geradas pelo vento, com as marés e com as correntes de contorno oeste.

Os excelentes resultados obtidos, apesar da complexidade da questão, puderam certamente contribuir na compreensão da atuação de cada um desses processos físicos sobre a dinâmica da região. No tocante à ação dos ventos, este autor utilizou ventos realísticos para simulações de outono e primavera, quando são mais frequentes os ventos favoráveis à subsidência e ressurgência, respectivamente.

Em comparação às simulações na ausência de ventos, na presença de ventos foi observado um aumento geral da importância da mistura vertical em ambas estações do ano. Além disso, as correntes paralelas à costa e a variação da elevação do nível do mar na costa foram mais intensas na presença da descarga de água doce, o que foi relacionado à estratificação pelo autor.

Somando-se às tendências de expansão da pluma para o largo na primavera e de retenção costeira no outono, um feição singular observada nas correntes residuais geradas pelo vento têm impacto decisivo sobre a ecologia nessa região. As correntes residuais, sob a ação concomitante de ventos e das plumas do Rio da Prata e da laguna Lagoa dos Patos, são na primavera dirigidas para sul e para o largo em todo o domínio, porém no outono são dirigidas para sul na parte norte da PCS e para norte na parte sul. Isto leva a uma região de baixa dinâmica no outono que favorece a acumulação de substâncias passivas como plâncton, matéria orgânica e inorgânica em suspensão, nutrientes e poluentes.

Além da confirmação de outros aspectos da circulação discutidos anteriormente, provou-se também neste estudo o domínio da ação dos ventos no estabelecimento dos padrões encontrados na região. Porém, os resultados puderam demonstrar mudanças significativas na circulação gerada pelo vento com a presença de águas fluviais costeiras e da maré. Isto levou o autor a considerar crucial a inclusão dessas três forçantes em simulações realísticas da região.

Por fim, Souza and Robinson (2004), através das primeiras medições de acompanhamento por satélite de bóias de deriva na costa brasileira, puderam observar a intrusão de águas mais frias no outono

e inverno de 1993, transportadas por uma corrente costeira com sentido para NE que denominaram Corrente Costeira do Brasil.

Capítulo 3

METODOLOGIA

A grande variabilidade temporal e espacial da região sugere que um estudo mais detalhado de sua hidrodinâmica não possa ser realizado baseado somente em estudos de campo, pois para tal seria necessário um grande número de medições de campo e o custo associado à coleta de dados é geralmente alto. Além disso, muito poucos são os dados correntométricos já existentes para a região, especialmente por períodos mais longos de tempo, necessários para a análise em escala temporal de influência meteorológica.

Uma possível solução para a carência de dados é o uso de modelos numéricos como sofisticadas técnicas de interpolação e extrapolação de dados de campo, tanto no domínio espacial como temporal. Com base nesta constatação, o presente trabalho utiliza esta metodologia.

Dentre as diferentes estratégias possíveis para a utilização de modelos numéricos, duas destacam-se como principais: a utilização idealizada, buscando conhecer a contribuição específica de cada mecanismo forçante para os processos envolvidos, e a utilização realística, através da simulação do maior número de forçantes possíveis, procurando reconhecer um processo específico sob influência da interação de todos os mecanismos forçantes.

Neste estudo será utilizada uma estratégia do tipo realística. Para tanto, o modelo será utilizado como um modelo regional, ou seja, sendo primariamente um subdomínio de alta resolução da circulação de larga escala do Oceano Atlântico Sul. A partir daí, campos de vento variáveis no espaço e no tempo serão impostos sobre a superfície livre, tendo, então, seus efeitos sobre o campo de correntes analisados.

No contexto apresentado, a complexidade dos fenômenos envolvidos requer a utilização de um modelo numérico hidrodinâmico tridimensional bastante versátil, capaz de resolver as diferentes forçantes físicas em diferentes escalas espaciais e temporais, sob condições topográficas realísticas.

Para tanto, o modelo numérico escolhido foi o "Princeton Ocean Model" (POM), de domínio público e código aberto, conhecido e utilizado pela comunidade científica internacional, desenvolvido por Blumberg e Mellor (1980,1987) com diversas contribuições de usuários e dos próprios autores desde a sua criação.

Neste capítulo serão apresentadas as principais características do modelo da Universidade de Princeton, a configuração geral da grade numérica e da batimetria, além das condições iniciais e de contorno utilizadas.

3.1 Modelo numérico

O "Princeton Ocean Model" (POM) é um modelo de diferenças finitas com equações tridimensionais de momento e continuidade, além de completa formulação termodinâmica.

O modelo é de superfície livre e com separação dos passos de tempo para a evolução temporal dos modos externos e internos. O modo externo é bidimensional, calcula a elevação da superfície e as velocidades barotrópicas e usa um menor passo de tempo, baseado na condição de "Courant Frederich Levy" (CFL) e na velocidade de ondas longas de superfície. O modo interno é tridimensional, calcula as velocidades, a salinidade, a temperatura e os parâmetros de turbulência, usando um passo de tempo mais longo, baseado na condição de CFL e na velocidade de ondas internas.

O POM utiliza coordenadas ortogonais curvilineas na horizontal, com esquema de diferenciação espacial do tipo "Arakawa C". Na vertical utiliza coordenadas sigma, que seguem a superfície livre e o fundo e permitem a utilização do mesmo número de níveis verticais em todos os pontos da grade.

A diferenciação temporal na horizontal é explícita enquanto que na vertical é implícita. A forma implícita na vertical elimina a restrição do passo de tempo e permite o uso de alta resolução vertical nas camadas de fundo e superfície.

Os coeficientes de mistura horizontal são parametrizados de acordo com a formulação de Smagorinsky (1963). O modelo contém, ainda, um submodelo de fechamento turbulento que provê os coe-

ficientes verticais de mistura (Mellor and Yamada, 1982). Calculados dessa forma, estes coeficientes tornam-se mais realísticos, variando de acordo com a dinâmica local, ao invés de serem considerados constantes e homogêneos.

A utilização de coordenadas sigma e de diferenciação temporal implícita na vertical, conjuntamente com o modelo de fechamento turbulento, permite uma reprodução mais realística das camadas de Ekman de superfície e de fundo, as quais são de fundamental importância em águas costeiras (Mellor and Blumberg, 1985).

Maiores informações e outras referências bibliográficas podem ser obtidas na página da Universidade de Princeton na internet (www.aos.princeton.edu).

3.2 Grade numérica e batimétrica

A grade numérica adotada possui 149 pontos de grade na direção perpendicular à costa da região de interesse e 499 pontos na direção paralela à costa, resultando em aproximadamente 75000 pontos na horizontal.

As principais peculiaridades dessa grade são sua forma curvilinear e sua maior resolução próximo à costa (~1,5 x 3Km) em detrimento da região mais afastada (~3 x 3,5Km). A forma curvilinear apresenta um melhor ajuste à linha de costa, permitindo a utilização de uma maior resolução costeira, sem que o aumento do número de pontos terrestres torne-se proibitivo devido a um excessivo esforço computacional.

A Figura 3.1 apresenta a grade numérica sobre a área de estudo, correspondendo cada célula da figura a 20x20 pontos de grade, de modo a não causar poluição visual.

Figure 3.1: Grade numérica.

Na vertical, a grade numérica possui 27 níveis sigma, concentrados tanto próximo à superfície quanto próximo ao fundo. A Tabela 3.1 mostra o posicionamento dos níveis sigma (Z), o posicionamento do meio da camada sigma (ZZ), além das espessuras entre os níveis sigma (DZ) e entre o meio das camadas (DZZ).

Nessa tabela pode-se observar a diminuição exponencial dessas espessuras em direção à superfície e ao fundo. No entanto, fez-se necessário um limite de 3% na última camada, de forma a não ser inferior à rugosidade do fundo utilizada na parametrização do atrito.

Os dados batimétricos utilizados para a confecção da grade batimétrica foram obtidos do GEBCO (Generalized Bathymetric Charts of the Oceans), produzido pelo British Oceanographic Center com interpolação de um minuto de grau de resolução e disponível na página da agência americana NOAA / NGDC na internet (www.ngdc.noaa.gov).

Por implicar em restrições ao passo de tempo da integração devido às condições de estabilidade numérica a serem respeitadas (Kowalik and Murty, 1993 ; Blumberg and Mellor, 1987), a definição

K	Z	ZZ	DZ	DZZ
1	0.000	-0.001	0.002	0.002
2	-0.002	-0.003	0.002	0.003
3	-0.004	-0.005	0.003	0.005
4	-0.007	-0.010	0.007	0.010
5	-0.014	-0.021	0.014	0.018
6	-0.028	-0.039	0.022	0.036
7	-0.050	-0.075	0.050	0.050
8	-0.100	-0.125	0.050	0.050
9	-0.150	-0.175	0.050	0.050
10	-0.200	-0.225	0.050	0.050
11	-0.250	-0.275	0.050	0.050
12	-0.300	-0.325	0.050	0.050
13	-0.350	-0.375	0.050	0.050
14	-0.400	-0.425	0.050	0.050
15	-0.450	-0.475	0.050	0.050
16	-0.500	-0.525	0.050	0.050
17	-0.550	-0.575	0.050	0.050
18	-0.600	-0.625	0.050	0.050
19	-0.650	-0.675	0.050	0.050
20	-0.700	-0.725	0.050	0.050
21	-0.750	-0.775	0.050	0.050
22	-0.800	-0.825	0.050	0.050
23	-0.850	-0.875	0.050	0.045
24	-0.900	-0.920	0.040	0.035
25	-0.940	-0.955	0.030	0.030
26	-0.970	-0.985	0.030	0.030
27	-1.000	-1.015	0.000	0.000

Tabela 3.1: Níveis e espessuras das camadas em coordenadas sigma

dos espaçamentos horizontais da grade levou à limitação da profundidade máxima da grade em 600m.

Esta limitação da profundidade não afeta as correntes geradas pelo vento na plataforma continental, permitindo, no entanto, a definição de um passo de tempo externo de 12 segundos, bem maior do que sem a limitação e respeitando a condição de “CFL”. Já o passo de tempo interno escolhido foi de 300 segundos, um valor somente 25 vezes maior, de forma inferior à razão 50 recomendada como limite em Garvine (1999).

Outro fator beneficiado pela limitação de profundidade é o conhecido erro no cálculo do gradiente de pressão em coordenadas sigma sobre topografia íngreme, capaz de gerar gradientes de pressão não realísticos e forçar correntes junto ao fundo (Mellor et al., 1994).

A redução desse problema foi realizada através dessa limitação de profundidade e de uma suavização da batimetria, onde não foram permitidas variações de profundidade maiores que 10% entre pontos de grade adjacentes. Na plataforma continental, onde os espaçamentos horizontais da grade são menores, pouca ou nenhuma suavização se fez necessária, ficando a suavização concentrada na região do talude continental. Com isso, resultou a configuração da grade batimétrica apresentada na Figura 3.2.

Figure 3.2: Grade batimétrica.

3.3 Condições de contorno

Os processos oceanográficos são muitas vezes definidos por forçantes em escala espacial global ou, ao menos, na escala da bacia oceânica em questão. Além disso, interações não-lineares transferem energia entre as diferentes escalas de movimento. Assim, idealmente, a modelagem numérica de tais processos necessitaria alta resolução sobre um domínio de larga escala.

Por claros motivos de limitação computacional, comumente definem-se sub-domínios oceânicos, levando à criação de fronteiras artificiais. Estas fronteiras, chamadas contornos abertos, devem ter condições que se aproximem ao máximo da situação real do problema. As condições aplicadas à esses contornos podem ser divididas basicamente em dois grandes grupos, chamados condições ativas e condições passivas.

No primeiro grupo as condições devem permitir que informações existentes do exterior do domínio possam ser prescritas no contorno e forçadas para o interior. Ao segundo grupo pertencem as condições capazes idealmente de serem “transparentes” às oscilações geradas no interior do domínio, permitindo sua saída sem levar à reflexões e formação de oscilações espúrias no interior.

A mais simples condição de contorno aberto passiva é a chamada condição radiativa, originalmente apresentada por Sommerfeld (1949). Esta condição utiliza a equação de advecção (equação 3.1) para irradiar as ondas que atingem o contorno vindas do interior.

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} \pm c \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad (3.1)$$

Seu aspecto de maior controvérsia é a escolha da velocidade de fase da onda na equação (c). Uma escolha comum em estudos costeiros têm sido a velocidade de ondas longas não-dispersivas ($\sqrt{gh}$) (Palma and Matano, 1998).

Orlanski (1976) sugeriu utilizar a velocidade de fase obtida a partir da avaliação de valores interiores da variável sendo irradiada. Flather (1976) e posteriormente Blumber and Khanta (1985) estenderam o esquema de radiação para incluir valores prescritos nos contornos, tornando-a uma condição ativa. Martinsen and Engedahl (1987) desenvolveram ainda uma nova condição, baseada em técnicas de relaxação, inicialmente utilizada em modelos aninhados, a qual relaxa gradualmente os valores interiores aos valores prescritos. Palma and Matano (1998; 2000) apresentam uma revisão so-

bre o comportamento de condições de contorno aberto passivo em experimentos numéricos utilizando também o modelo POM.

Além dessas condições de contorno, muitas outras podem ser utilizadas, a saber: a condição não-gradiente, onde valores no contorno são continuamente atualizados com valores imediatamente interiores; a condição adiabática, onde valores impostos nos contornos são mantidos constantes; a condição cíclica, onde os transportes deixando o domínio por um contorno são igualados aos transportes entrando pelo contorno oposto; a prescrição no contorno de variações temporais conhecidas; além de outras.

Simulações realísticas como a do presente estudo, com a inclusão de forçantes multiplas como marés, estratificação termohalina e ventos, necessitam uma combinação dessas condições de contorno. Assim, podemos aplicar diferentes condições à diferentes variáveis do modelo, para que modos transientes gerados no interior possam ser irradiados para o exterior do domínio, enquanto valores conhecidos, como a elevação de maré e o campo termohalino, possam ser forçados para o interior.

A configuração de grade utilizada neste trabalho possui apenas um contorno aberto (Figura 3.1), com os três restantes contornos sendo fechados. Nestes contornos fechados as velocidades normais tem valores iguais a zero, enquanto as velocidades tangencias são de "meio-eskorregamento" ("half-slip"). Este tratamento das velocidades tangenciais resulta em velocidades zero à uma distância de meio-espaçamento de grade para o exterior do contorno fechado, sendo consequência da grade tipo "C" de Arakawa utilizada (Oey,1996).

3.4 Imposição do campo termohalino e da elevação do nível do mar

Como citado anteriormente, o domínio utilizado neste estudo é forçado primariamente como um subdomínio da circulação de larga escala do Atlântico Sul. Isto é atingido através da imposição dos campos termohalinos e de elevação do nível médio do mar, obtidos a partir do modelo de larga escala OCCAM.

O OCCAM é um modelo numérico global de equações primitivas, baseado na versão GFDL MOM do modelo de Bryan-Cox-Semtner (Bryan, 1969; Semtner, 1974 e Cox, 1984), incluindo superfície livre e esquemas aperfeiçoados de advecção, desenvolvido junto ao National Oceanography Center,

Southampton, U.K. (www.soc.soton.ac.uk). O modelo foi inicializado a partir dos campos termohalinos médios anuais do Atlas Levitus 82 (Levitus, 1982) e forçado em superfície por ventos médios mensais do ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecast) e com campos termohalinos de superfície relaxados para os valores médios mensais do Atlas Levitus 94 (Levitus and Boyer, 1994 e Levitus et al., 1994).

Os valores do campo quadridimensional termohalino obtidos a partir do OCCAM, com resolução espacial horizontal de 0.25 grau e com intervalo temporal de 15 dias, foram interpolados linearmente no espaço para todos os pontos da grade e no tempo para cada dia, de forma a não causar instabilidades por variações temporais bruscas dos valores. Esse novo campo termohalino quadridimensional foi utilizado no presente modelo de plataforma e será doravante referenciado como climatologia termohalina. Da mesma forma, e pelo mesmo motivo, os valores de elevação do nível do mar foram interpolados linearmente no tempo para cada 06 horas.

O campo quadridimensional obtido foi utilizado para o contorno e para uma relaxação dos valores calculados pelo modelo no interior do domínio durante a preparação das condições iniciais, como será descrito.

Para a relaxação foi utilizada uma adaptação do método originalmente designado como uma técnica de aninhamento de grades, desenvolvido por Martinsen and Engedahl (1987) como condição de contorno aberto em um modelo linear de águas rasas. O método atualiza as variáveis prognósticas através de uma média ponderada dos valores renovados pelo modelo com valores de referência.

Além disso, próximo à superfície livre, a desconsideração das variações de salinidade, causadas pela relação evaporação / precipitação, e em especial dos fluxos de calor na superfície é uma das maiores limitações inerentes a esse estudo. Uma possível solução futura é a utilização de fluxos médios de calor e sal na superfície, obtidos a partir de atlas climatológicos. A solução adotada, ainda que de forma paliativa, foi a adoção de uma leve relaxação de ordem 10^{-4} próximo à superfície.

Diversas condições de contorno foram testadas para o contorno aberto termohalino, entre elas estão a condição radiativa de Orlanski e uma adaptação da condição radiativa onde a velocidade de fase é a própria velocidade calculada pelo modelo. Os valores irradiados foram os valores imediatamente interiores, para velocidades de saída, e os valores da climatologia, para velocidades de entrada.

No entanto, uma melhor resposta foi obtida com a prescrição no contorno dos valores da climato-

logia. Isto se deve à radiação tratar-se de uma condição passiva, não forçando o modelo e tampouco restaurando os valores termohalinos da climatologia dentro de um período razoável. Assim, surgiram oscilações de longo período no campo termohalino que inviabilizaram os resultados, levando à adoção da prescrição da climatologia no contorno termohalino. Uma possível solução seria a adoção, não testada, de uma condição de contorno com período de restauração, como utilizado no contorno de elevação do nível do mar.

A elevação da superfície foi forçada a partir do contorno aberto através da formulação semelhante à proposta por Blumberg and Kantha (1985). Como dito anteriormente, esta condição de contorno ativa é uma modificação da condição proposta por Sommerfeld, baseada na equação unidimensional de advecção. Os autores mostraram que, sob certas situações, a condição radiativa de Sommerfeld pode levar à alterações espúrias da elevação. Para minimizar esse problema foi proposta a igualdade da equação a um termo do tipo E/T , onde T é o tempo em que a solução converge para um valor conhecido E .

No presente estudo, esse valor conhecido de elevação do nível do mar é uma combinação entre os valores obtidos no contorno a partir dos dados do modelo OCCAM e os obtidos a partir do modelo global de maré AG 95.1 para 8 grandes constituintes (Q1,O1,P1,K1,N2,M2,S2,K2) em (<http://podaac-www.jpl.nasa.gov>). Já o período de restauração utilizado foi de 600 segundos (10 minutos), tendo sido escolhido após testes preliminares de calibração com valores entre 100 e 86400 segundos (24 horas).

As velocidades tangenciais ao contorno foram forçadas à zero. Já para as velocidades normais ao contorno foram utilizadas a condição de Sommerfeld (1949), para o modo externo, com velocidade de fase igual à velocidade de ondas longas não-dispersivas, sendo para o modo interno escolhida a formulação proposta por Orlanski (1976), utilizando velocidade de fase de ondas internas, obtida a partir da avaliação do campo tridimensional de velocidades do interior do domínio.

3.5 Imposição da tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície

A ação do vento foi imposta no modelo como um fluxo de momento na superfície, o qual é o negativo da tensão de cisalhamento do vento dividido pela densidade da água. As componentes ortogonais da tensão de cisalhamento do vento foram então calculadas de acordo com a lei quadrática de arrasto

(equação 3.2), onde ρ_a é a densidade do ar seco, Cd é o coeficiente empírico de arrasto, W é o vento a 10m de altura (do inglês “*wind*”) e i é a representação genérica das coordenadas locais x e y .

$$\tau_i = \rho_a Cd W_i (W_x^2 + W_y^2)^{\frac{1}{2}} \quad (3.2)$$

Entretanto, o maior problema com essa formulação é a escolha do coeficiente empírico de arrasto. Muitas fórmulas são propostas na literatura, estando de forma geral qualificadas entre três tipos básicos: valores constantes, funções linearmente crescentes com o aumento do vento e funções também crescentes com o aumento do vento, mas com tratamento diferenciado para baixos valores de vento.

As funções linearmente crescentes com o aumento do vento foram encontradas empiricamente e representam uma aproximação substancialmente maior do que valores constantes para este parâmetro. Uma revisão dessas determinações e uma função linear para este coeficiente, baseada nessa revisão, pode ser encontrada em Garratt (1977).

No entanto, alguns trabalhos como Large and Pond (1981) e Yelland and Taylor (1996), entre outros, encontraram evidências de uma dependência deste coeficiente com o estado de mar e o espectro de ondas de gravidade superficiais. Assim, o coeficiente de arrasto seria maior em situações de mar calmo, sem ondas, ou seja, de menores ventos locais. Ambos os autores apresentaram diferentes fórmulas para o coeficiente de arrasto.

Foram testadas as formulações de Garratt (1977), Large and Pond (1981) e Yelland and Taylor (1996), apresentadas na Figura 3.3, além de alguns valores constantes. As funções dependentes da velocidade do vento provaram ser melhores na parametrização do coeficiente de arrasto, através da comparação entre velocidades de corrente modeladas e observadas.

No entanto, é pequena a diferença nos resultados entre as três formulações testadas. Um pequeno aumento na intensidade dos eventos de mais baixa energia e alguma variação na frequência das oscilações ocorreram nos experimentos com valores maiores do coeficiente de arrasto para baixas velocidades de vento.

Contudo, mínimas foram as diferenças encontradas, sendo o modelo muito mais sensível à escolha de outros parâmetros como coeficientes de difusão, viscosidade, relaxação e restauração dos valores do contorno. Assim, conquanto qualquer das três formulações pudesse ser utilizada sem grandes

diferenças nos resultados, foi adotada no presente estudo a formulação proposta por Garratt (1977), para que fique bem marcada a diferença de intensidade entre eventos. Estudos posteriores serão realizados para comparar quantitativamente os resultados obtidos com estes diferentes coeficientes de arrasto.

Figure 3.3: Coeficientes de arrasto testados.

Entre todas as possíveis fontes de dados de ventos a 10m de altura disponíveis, algumas características foram essenciais na escolha dos dados utilizados no presente estudo. A confiabilidade dos dados, a disponibilidade, a resolução espacial e temporal, além da existência de dados para o ano de 1997, para posterior comparação com dados correntométricos existentes deste ano, estão entre estas características.

Foi assim escolhida a base de dados de reanálise do NCEP/NCAR do “Climate Diagnostics Center - NOAA National Meteorological Center” disponível em (www.cdc.noaa.gov/cdc). A resolução é de 1.875 grau na direção zonal e 1.9048 grau na direção meridional, a cada 06 horas. Da mesma forma e pelo mesmo motivo do campo termohalino, estes dados foram interpolados para todos os pontos da grade e para cada 01 hora.

3.6 Imposição da descarga fluvial oriunda do Rio da Prata

De acordo com Piola et al. (2000), entre tantos outros, a maior descarga fluvial da região está associada ao fluxo oriundo do Rio da Prata ($\sim 35^\circ\text{S}$), com média de $23.000 \text{ m}^3/\text{s}$. Esses mesmos autores,

baseados em dados hidrográficos históricos, encontraram um padrão sazonal bem marcado da extensão da pluma de baixa salinidade, a qual, durante o inverno, estende-se desde a plataforma continental uruguaia até a PCS, atingindo até mesmo a PCSE (Figura 4.2).

Não foi intenção desse trabalho realizar qualquer estudo específico sobre os efeitos dessa descarga. Para tanto recomenda-se os estudos de Pimenta (2001), sobre a influência dos volumes de descarga fluvial e dos ventos sobre a dinâmica do Rio da Prata, e de Soares (2003), com estudos não só da influência das águas do Rio da Prata sobre a dinâmica da PCS, como da importância ecológica dessa influência.

Entretanto, como explicitado anteriormente, a estratificação do campo de densidade tem papel decisivo na circulação gerada pelo vento e, com isso, torna-se necessária a imposição da descarga fluvial para a correta representação da estratificação existente na região.

Para tanto, a descarga média fluvial foi implementada através da especificação das velocidades, da elevação e da temperatura e salinidade como condições de contorno na desembocadura do rio. Para uma simplificação desta tarefa, foi construída uma pequena "calha", de modo a fazer coincidir a direção do fluxo imposto a um dos eixos da grade local.

A inexistência de estratificação de densidade na cabeça do estuário, demonstrada pelos dados hidrográficos apresentados em Guerrero et al. (1997), e na desembocadura, de acordo com a distribuição climatológica apresentada por Framinan et al. (1999), torna consistente a consideração da coluna d'água como homogênea.

Assim, as velocidades horizontais foram consideradas coerentes verticalmente e iguais ao volume médio de descarga dividido pela área da seção vertical local, sendo a elevação o produto deste valor pela duração do passo de tempo. Esses valores foram ainda somados aos valores calculados pelo modelo como resposta às condições do interior da grade. Já o valor de salinidade foi prescrito como 01, para evitar valores nulos, e a temperatura foi prescrita igual ao valor local encontrado na climatologia termohalina, sendo variável temporalmente.

3.7 Condições Iniciais

As simulações desse estudo iniciam-se a partir do primeiro dia do ano de 1997. Assim sendo, as condições iniciais devem reproduzir, tanto quanto possível, as condições oceanográficas encontradas durante o verão sobre a Região Sul do país.

Para atingir tal situação diversas tentativas foram realizadas. O principal problema encontrado consiste na desconfiguração do campo termohalino a partir de uma inicialização inconsistente. O surgimento da Corrente do Brasil, a descarga fluvial de baixa salinidade sobre um campo de salinidade próximo a 30 oriundo da climatologia, além da imposição súbita da tensão de cisalhamento do vento, provocam a excitação de longos transientes incorretos, não havendo possuem tempo hábil de restauração dentro do período dos experimentos.

Para contornar este problema, dois experimentos sucessivos de inicialização foram realizados, com configurações substancialmente diferentes das condições das simulações propriamente ditas.

Primeiramente foi realizado um experimento com duração de um ano afim de permitir o ajuste da elevação do nível do mar e do campo termohalino, oriundos do modelo de larga escala, ao presente domínio de muito maior resolução topográfica. Este experimento objetiva ainda, além do ajuste das velocidades aos campos de TS e aos ventos típicos de verão, o ajuste da salinidade da pluma oriunda do Rio da Prata, que na climatologia halina não possui valores inferiores a 29, tendo sido sempre evitada ao máximo a geração de oscilações espúrias.

Os contornos termohalinos e de elevação média, além do campo termohalino climatológico, foram mantidos constantes e iguais ao primeiro dia dos dados do modelo de larga escala. Os valores de elevação devido à maré foram utilizados normalmente para facilitar o processo de mistura. O campo de vento imposto foi também obtido a partir da base de dados de reanálise do NCEP/NCAR, contudo para esse experimento foram usados os dados climatológicos referentes ao mês de Janeiro, muito mais condizentes com a condição média de verão.

Para evitar a desconfiguração do campo termohalino nos experimentos de inicialização, o método de relaxação foi adaptado para ocorrer em todo o campo tridimensional termohalino. Esta técnica permite regionalizar o campo termohalino de larga escala por longos períodos, permitindo as oscilações do gradiente de densidade sem, contudo, divergir do modelo de larga escala ao longo do tempo devido

ao acúmulo de erros do campo de velocidades.

Neste primeiro experimento foi utilizada uma forte relaxação, de ordem 10^{-1} , para todo o campo termohalino, com exceção da região onde a salinidade encontrava-se inferior a 32, indicando influência da descarga fluvial, a qual foi permitida evoluir livremente. A figura 3.4 apresenta os campos de salinidade próximo da desembocadura do Prata, obtidos do modelo de larga escala (esquerda) e após o experimento de um ano (direita).

Figure 3.4: Campos de salinidade na superfície próximo da desembocadura do Prata, obtidos do modelo de larga escala (esquerda) e após o experimento de um ano (direita).

Devido à forte relaxação, o campo de temperatura permaneceu praticamente inalterado, assim como o campo de salinidade longe da influência da descarga fluvial. A avaliação de séries temporais de velocidade pôde demonstrar que a resposta do campo de velocidades consistiu em uma média, condizente com os fluxos geostróficos devido aos campos de elevação e termohalino, sobreposta por oscilações inerciais.

Com a inexistência de oscilações com frequência típica de ação do vento na região fora da influência da descarga, somado à utilização de ventos climatológicos caracteristicamente menos intensos, a propagação da pluma se deu ligeiramente para norte. Embora incorreta em época de verão, tal propagação permitiu expandir os domínios da influência fluvial no período relativamente curto de um ano.

O campo inicial de elevação do nível do mar obtido a partir do modelo de larga escala (Figura 3.5), apresenta gradiente marcante na região do talude continental de todo o domínio, entre os valores

superiores encontrados na região oceânica e os menores valores encontrados na região costeira.

Figure 3.5: Campo de elevação média do nível do mar obtido a partir do modelo de larga escala.

Em ajuste geostrófico a esse gradiente, ocorrem correntes barotrópicas adentrando o domínio pelo norte, acompanhando o talude por todo o domínio, até sair pelo sul. Somando-se a componente baroclínica das velocidades, devido ao campo termohalino, forma-se a principal feição dinâmica da região, a corrente de contorno oeste do Atlântico Sul chamada Corrente do Brasil (CB), como apresentado na Figura 3.6 através de vetores de velocidade superficial sobrepostos ao campo de temperatura inicial.

Contudo, tentativas de inicializar as simulações com as condições obtidas ao final do experimento de um ano mostraram-se ineficientes. Por estar sob forte relaxação, o campo termohalino, quando tornado livre, produzia transientes de frequência entre a média geostrófica e as oscilações inerciais que ainda provocavam a desconfiguração do campo termohalino, embora já de forma menos grave.

Para contornar o novo problema, um segundo experimento foi realizado com a duração de três meses. Neste experimento o campo de salinidade inferior a 32 foi tornado climatologia, sendo a relaxação utilizada em todo o domínio e gradualmente reduzida até ordem 10^{-5} , desfazendo os transientes espúrios. Foram ainda utilizados os campos de vento variáveis temporalmente, para adaptação do domínio e das condições de contorno à propagação das ondas longas de plataforma resultantes.

As principais mudanças introduzidas com este experimento foram a correção do formato da pluma

Figure 3.6: Campo de temperatura da superfície e vetores de velocidade superficial obtidos ao final do experimento de um ano.

Figure 3.7: Campo de salinidade na superfície, próximo da desembocadura do Prata, ao final dos experimentos de preparação de condições iniciais.

fluvial para orientação NE/SW (Figura 3.7), em acordo com o formato apresentado na distribuição climatológica observada de Framinan et al. (1999); o ajuste da inclinação da picnoclina por todo o domínio; além do ajuste da Corrente do Brasil ao formato da quebra de plataforma, com a ocorrência de meandramentos até então inexistentes.

Estes resultados permitiram reproduzir, tanto quanto possível, as condições oceanográficas encontradas durante o verão sobre a Região Sul do país e foram utilizados como condições iniciais para as simulações de longo período com forçantes variáveis evoluindo no tempo.

3.8 Filtragem temporal

A correta análise das forçantes de interesse é prejudicada pela sobreposição de frequências como as constituintes de maré e as oscilações inerciais. A necessidade de isolamento das oscilações na banda de frequências de interesse, com a remoção das frequências indesejadas, requer o uso de uma importante técnica na análise de séries temporais de dados oceanográficos: a construção de filtros digitais.

Diante da existência de diversos tipos de filtros digitais passíveis de uso, a seleção do filtro apropriado depende de uma variedade de fatores, incluindo o conteúdo dos dados originais e o tipo de análise a ser realizada nos dados filtrados.

Dois filtros foram construídos para o presente estudo, tendo sido implementados por convolução com o sinal original, de acordo com Smith (1997). O primeiro, apresentado na figura 3.8, é designado para o domínio da frequência, do tipo passa-banda, com remoção de oscilações com período inferior a 40 horas (oriundas de oscilações inerciais e da maré) e superiores a 14 dias (para remoção das oscilações de mais baixa frequência). O segundo, também designado para o domínio da frequência, do tipo passa-baixa, com remoção de oscilações com período inferior a 15 dias, será utilizado para análise das oscilações sazonais.

Entre as características escolhidas para os filtros utilizados estão as apontadas por Emery and Thomson (1997): um forte corte das frequências indesejadas (preferencialmente ganho igual a zero) para sua efetiva remoção, uma banda de passagem reta e ausência de oscilações espúrias (preferencialmente ganho unitário) que mantenha as componentes dessa banda de frequências sem mudanças, uma

Figure 3.8: Filtro digital do tipo passa-banda com frequências de corte correspondentes aos períodos de 40 horas e 14 dias.

transição abrupta e também ausência de oscilações espúrias, além de não haver nenhuma mudança de fase e ter-se um esforço computacional aceitável.

Capítulo 4

RESULTADOS

4.1 Validação dos resultados

A primeira e mais importante questão quando da análise dos resultados de um modelo numérico de simulação realística é sobre sua capacidade de efetivamente reproduzir a circulação observada.

Embora a reprodução exata de dados observados seja considerada impossível, devido às limitações do modelo, dos dados forçantes e de erros inerentes às próprias medições, ainda assim um modelo numérico deve ser validado através da comparação dos seus resultados com medições de campo. Segundo Cheng et al. (1993), somente ao reproduzir satisfatoriamente essas medições um modelo pode ser usado como ferramenta de pesquisa de processos hidrodinâmicos.

Uma vez que os campos de velocidades serão analisados em escala de tempo de eventos meteorológicos e em mais baixa-frequência para análise da variabilidade sazonal, a validação dos resultados deve seguir o mesmo padrão. Assim, será abordada a comparação entre os dados medidos e simulados, nessas duas escalas de tempo.

Não há, entretanto, um procedimento padrão para validação na literatura especializada (Cheng et al., 1991) e, por isso mesmo, diferentes formas de validação serão utilizadas neste estudo, como a comparação entre séries temporais de correntes e entre campos de temperatura e salinidade.

Para tal comparação, serão utilizados três meses de dados correntométricos obtidos a cada 30 minutos entre 04 de março e 27 de maio de 1997, a 15 m de profundidade, na posição 32,41°S e 51,27°W, com profundidade local de 50m. Além disso, serão também utilizados campos sazonais de

		MAE (m/s)	RMAE (%)	RMAE2 (%)	WILM
Velocidade (Evento)	U	0,0627	98,37	33,30	0,5757
Velocidade (Evento)	V	0,1105	72,88	60,87	0,8300
Velocidade (Longo termo)	U	0,0657	131,02	61,27	0,4597
Velocidade (Longo termo)	V	0,0991	63,63	54,41	0,7707

Tabela 4.1: Parâmetros estatísticos de comparação.

temperatura e salinidade de superfície. A análise destes dados foi publicada por Soares and Moller (2001), tendo sido os dados originais gentilmente cedidos pelos autores para utilização neste estudo.

A comparação entre séries temporais de correntes medidas e simuladas foi efetuada utilizando quatro diferentes métodos quantitativos estatísticos. Contudo, apesar da possibilidade do uso de métodos estatísticos, muito comumente a validação envolve certo grau de julgamento subjetivo (Cheng et al.,1993). Para tanto, estão apresentadas a seguir as curvas de velocidades do vento e de correntes modeladas e observadas, em ambas escalas de tempo (Figura 4.1).

Nesta figura 4.1 podemos comparar subjetivamente as velocidades modeladas e observadas. As velocidades modeladas U apresentam alguma deficiência na reprodução das velocidades observadas, especialmente em baixa-frequência. No entanto, as oscilações possuem amplitude semelhante, o que é bastante significativo. Já as velocidades V apresentaram resultados bastante satisfatórios em ambas escalas de tempo, muitas vezes reproduzindo com bastante precisão as velocidades observadas.

É importante observar, todavia, que os eventos extremos (melhor identificados pelo picos positivos de velocidade V) são muito bem representados em ambas velocidades, o que é sem dúvida digno de nota, uma vez que tais eventos são grande parte do foco deste estudo.

A tabela 4.1 apresenta os valores obtidos para os parâmetros dos quatro diferentes métodos estatísticos utilizados na comparação quantitativa entre as séries temporais de velocidades U e V, em ambas as escalas de tempo em questão.

O primeiro e mais simples parâmetro é calculado pela equação 4.1, onde V_m é a velocidade modelada, V_o é a velocidade observada e N é o número de elementos dos vetores, sendo chamado

Figura 4.1: Comparação entre as velocidades do vento e as velocidades de corrente modeladas (vermelho) e observadas (preto), referentes ao período entre 04 de março e 27 de maio de 1997, a 15 m de profundidade, na posição 32,41°S e 51,27°W.

erro absoluto médio ou “mean absolute error” (MAE) e será aqui utilizado por representar a mesma grandeza em análise, ou seja, velocidade (m/s), o que torna sua interpretação mais intuitiva e facilitada.

$$MAE = \frac{\sum(|V_m - V_o|)}{N} \quad (4.1)$$

A velocidade U apresentou MAE de 0,0627 m/s em escala temporal de evento meteorológico e 0,0657 m/s em longo termo ou baixa-frequência. A velocidade V apresentou MAE de 0,1105 m/s em escala de evento e 0,0991 m/s em longo termo. Essa quantidade é, sem dúvida, a mais importante, pois aponta a diferença entre o dado observado e o valor simulado, sendo ainda utilizada nos demais parâmetros. No entanto, caso esta fosse a única forma de avaliação quantitativa de erro utilizada, poderia-se considerar as velocidades U qualitativamente melhores do que as velocidades V, o que seria incorrer em erro, como será apresentado a seguir.

O segundo parâmetro (equação 4.3), é chamado erro absoluto relativo à média ou “relative mean absolute error” (RMAE), comentado em Walstra et al (2001) e Sutherland (2001). Este método tem a intenção de avaliar a proporção do erro em relação à média da velocidade observada absoluta (equação 4.2), com 0 sendo ajuste perfeito e 1 sendo ajuste pobre, o que vem a corrigir a possível má- interpretação oriunda do MAE. A velocidade U tem RMAE de 0,9837 em escala de evento, ou seja, o MAE representa 98,37% da média absoluta, e 1,3102 em longo termo, ou seja, mais de 130% da média absoluta. Da mesma forma, a velocidade V tem RMAE de 0,7288 em escala de evento, ou seja, o MAE representa 72,88% da média absoluta, e 0,6363 em longo termo, ou seja, 63,63% da média absoluta.

$$V_oM = \frac{\sum(|V_o|)}{N} \quad (4.2)$$

$$RMAE = \frac{MAE}{V_oM} \quad (4.3)$$

Estes resultados de RMAE representam uma melhor interpretação do erro apresentado pelo modelo, ao demonstrar erros relativos da velocidade U maiores do que os erros da velocidade V. O principal motivo são as baixas velocidades de U, o que torna o erro de U pouco menor do que sua média

e quase invalida sua significância. De acordo com a classificação de RMAE proposta pelos autores, a resposta da velocidade U é considerada pobre. Além disso, a velocidade V também apresenta valor de RMAE considerado apenas regular pela mesma classificação. A explicação para essa qualificação ruim está nos baixos valores da velocidade absoluta média, que quando utilizada no denominador provoca altos valores de RMAE.

O terceiro parâmetro é calculado pelas equações 4.4 e 4.5, onde γ é um parâmetro de incerteza, está descrito em Blogg (2001) e procura corrigir esta deficiência do RMAE. Para tanto, utiliza a classificação apresentada em Van Rijn (2000) para incertezas inerentes às medições, devido por exemplo, ao tamanho dos aparelhos ou ao princípio de medição. Segundo este autor, velocidades médias inferiores a 0.05 m/s apresentam incerteza de 100% e velocidades médias entre 0.15 e 0.3 m/s apresentam incerteza de 30%.

$$RMAE2 = \frac{\sum(|V_m - V_o| - \gamma)}{V_o M} \quad p/(|V_m - V_o|) > \gamma \quad (4.4)$$

$$RMAE2 = 0 \quad p/(|V_m - V_o|) < \gamma \quad (4.5)$$

Este tipo de avaliação pondera o papel da dificuldade de medição e reprodução de velocidades de pouca intensidade. Erros inferiores ao critério de incerteza, em U considerado $\gamma=90\%$ e em V considerado $\gamma=30\%$ da média absoluta das correntes observadas, foram considerados erros aceitáveis e tiveram seus valores de RMAE2 igualados a zero. Com este critério, a velocidade U apresentou RMAE2 de 33,30% em escala de evento e 61,27% em longo termo; já a velocidade V apresentou RMAE2 de 60,87% em escala de evento e 54,41% em longo termo.

A comparação entre os dois parâmetros RMAE pôde demonstrar o papel decisivo das baixas velocidades de U na fraca performance da reprodução, uma vez que apresentou RMAE2 inferior à metade do RMAE em ambas escalas de tempo. O mesmo não ocorre para as velocidades V, que obtiveram redução significativa porém pequena deste parâmetro.

Todos os métodos estatísticos contribuem, de alguma forma, para a avaliação do grau de validade do modelo. Entretanto, apresentam-se contraditórios entre si, dependendo do critério adotado. O erro absoluto é maior em V, o erro relativo é maior em U, classificado até como resposta pobre, e o

erro relativo com critério de incerteza coloca a velocidade V como resposta razoável e a velocidade U como resposta boa em escala de evento e razoável em longo termo. Nestas condições, como classificar em definitivo a validade dos resultados apresentados neste estudo?

Para isso foi calculado um último parâmetro estatístico (equação 4.6), apresentado por Wilmott (1981), onde 1 representa perfeito ajuste entre dados observados e modelados e zero representa completo desajuste.

$$WILM = 1 - \frac{\sum(|V_m - V_o|)^2}{\sum(|V_m - V_oM| + |V_o - V_oM|)^2} \quad (4.6)$$

Os valores obtidos para este parâmetro foram de 0,5757 para velocidades U em escala de evento e 0,4547 em longo termo, com 0,83 para velocidades V em escala de evento e 0,7707 em longo termo. Em estudo da circulação do estuário do rio Hudson com o modelo ROMS, utilizando como forçantes as oscilações de maré e a descarga fluvial, Warner et al. (2005) encontrou valores de WILM (equação 4.6) entre 0,68 e 0,95, tendo sido considerados plenamente satisfatórios. Os valores de WILM obtidos no presente estudo, em especial sob forçantes múltiplas e em domínio de plataforma continental sujeito a variabilidades muito altas, permitem classificar a validação do modelo como bastante razoável para as velocidades U em escala de evento e pobre em longo termo, sendo contudo muito boa para as velocidades V em ambas escalas de tempo.

Os resultados obtidos permitem concluir que os resultados do modelo são válidos até certo grau de confiança. Tal grau de confiança foi estabelecido por parâmetros estatísticos e por análise subjetiva de gráficos das velocidades U e V . Concluindo, fica estabelecido um razoável grau de confiança para o campo de velocidades U e um alto grau de confiança para o campo de velocidades V .

4.2 Estrutura tridimensional do campo de velocidades

A imensa quantidade de dados resultantes das simulações, com campos tridimensionais de velocidades com mais de 1500 km ao longo da costa por cerca de 200 km em direção ao largo, num total de mais de 300.000 km² de área, por todo o período de seis meses, torna inviável sua completa descrição e análise. Por isso mesmo, a definição de uma abordagem para a análise desses resultados torna-se imprescindível.

Uma vez que parece bastante definida na literatura especializada (ex. Lentz (2001) e Austin and Lentz (2002)) a influência determinante da estratificação de densidade na estrutura tridimensional do campo de velocidades geradas pelo vento sobre a plataforma continental, o presente estudo partirá dessa premissa.

A migração para sul do cinturão de ventos de oeste, com a volta do predomínio do giro anticiclônico subtropical do Atlântico Sul, provocam os característicos ventos de leste e nordeste sobre a região de interesse durante o verão austral. Com a aproximação dos meses do inverno austral, os ventos de oeste e as trajetórias dos sistemas frontais e dos ciclones migram sazonalmente para norte, causando forte influência dos ventos de sudoeste sobre a região.

Este padrão sazonal de variabilidade na tensão de cisalhamento do vento é há muito reconhecido na região (Hellerman and Rosenstein, 1983). Em uma costa leste do hemisfério sul, com inclinação nordeste/sudoeste como a do presente estudo, essa reversão dos ventos causa um claro padrão sazonal na circulação, com fluxos para sul e para o largo durante o verão e para norte e em direção à costa durante o inverno, causando ressurgência com fluxos de fundo em direção à costa durante o verão e subsidência com fluxos de fundo em direção ao largo durante o inverno (Lima et al., 1996), além da migração meridional das águas da plataforma continental.

Essa migração pode ser vista na Figura 4.2, referente aos campos médios históricos de salinidade durante verão e inverno apresentados em Piola et al. (2000), e na Figura 4.3, referente à imagem de satélite de temperatura na superfície do mar e o campo de salinidade obtido durante cruzeiro do projeto DEPROAS, ambos do inverno de 1993, apresentados em Campos et al. (1996).

Entre os exemplos mais documentados, na literatura internacional, da dinâmica de plataforma continentais amplas e de baixa declividade como a do presente estudo, encontram-se os trabalhos da plataforma continental do chamado "South Atlantic Bight" (SAB), ao largo da costa leste dos Estados Unidos.

O SAB responde rapidamente às condições atmosféricas, respondendo aos ciclos de temperatura do ar em frequências variando desde diária, sazonal até interanual. O alto calor específico da água garante uma baixa resposta ao ciclo diário, mas os ciclos sazonal e interanual apresentam grande efeito. Argumentos similares se aplicam ao campo de salinidade, sendo este porém controlado por ciclos sazonais e interanuais de descarga fluvial (Atkinson et al., 1983).

Figure 4.2: Campos médios históricos de salinidade durante verão e inverno (fonte: Piola et al. (2000), apud Pimenta (2001)).

Figure 4.3: Imagem de satélite de temperatura na superfície do mar e campo de salinidade obtido durante o cruzeiro do inverno de 1993 do projeto DEPROAS (fonte: Campos et al. (1996), apud Pimenta (2001)).

Com o avanço da primavera e chegada do verão, a estratificação vertical de densidade aumenta com o aquecimento de superfície, devido ao fluxo de calor atmosférico, e o decréscimo da mistura vertical, devido ao decréscimo da intensidade dos ventos. Esta forte estratificação decresce com a chegada do outono e inverno, por resfriamento superficial e aumento da mistura vertical devido à intensificação dos ventos. Sobre a plataforma continental interna ocorre ainda forte influência da descarga fluvial, sobreposta aos efeitos das condições atmosféricas (Atkinson et al., op. cit.).

Esse padrão sazonal de estratificação ocorre de forma muito semelhante na plataforma continental sul do Brasil. Associado ao padrão de circulação sazonal citado anteriormente, a estratificação vertical de densidade aumenta com o aquecimento na superfície durante o verão e a ressurgência de águas frias junto ao fundo, decrescendo com a chegada do outono e inverno por resfriamento na superfície e aumento da mistura vertical devido à intensificação dos ventos, além da subsidência gerada pelos ventos forçando águas menos densas sobre mais densas (Lima et al., 1996). Com a migração meridional de águas de baixa salinidade junto à plataforma interna durante o outono e inverno, a estratificação de densidade torna-se altamente horizontal, com homogeneidade vertical e isolinhas de densidade paralelas à costa, aumentando de valor em direção ao largo (Soares and Moller, 2001).

Essa circulação sazonal sobre a região de interesse é afetada por mudanças da tensão de cisalhamento do vento em escala temporal menor, típica de influência meteorológica direta (2 a 12 dias), fenômeno este reportado em todo o mundo, como por exemplo para o sistema costeiro da Califórnia (USA), por Huyer (1983).

Dessa forma, será apresentada inicialmente uma descrição da estratificação de cada estação do ano e das correntes sazonais existentes para sua formação e manutenção; subseqüentemente, será descrito o comportamento das correntes em escala temporal de influência meteorológica direta (2 a 12 dias), também para cada estação do ano.

Para evitar defasagens de tempo entre os perfis de análise, foram construídos, para todos os campos de velocidades, diagramas bidimensionais do tipo Hovmöller (perfil em um eixo contra sua evolução temporal no segundo eixo), sendo selecionado o máximo local para apresentação.

As velocidades serão analisadas em quatro perfis, localizados de acordo com a Figura 4.4, os quais foram escolhidos de forma mais perpendicular possível tanto à linha de costa quanto ao limite externo da grade, propiciando ajuste com a orientação local das células de grade, ou seja, os perfis analisados

Figura 4.4: Perfis de análise (A à D) sobrepostos às isóbatas.

terão velocidade U e V respectivamente perpendicular e paralela à linha de costa.

4.2.1 Verão

O fenômeno de ressurgência costeira foi há muito reportado ocorrer durante o verão na plataforma continental da Região Sul, principalmente nas proximidades do Cabo de Santa Marta (CSM) (28°S), por Castelo and Moller Jr (1977) e Matsuura (1986). Entretanto, em poucos trabalhos é possível encontrar sobre a ressurgência costeira ao largo do promontório gaúcho (31°S), tendo sido reconhecida recentemente nos dados hidrográficos de Soares and Moller (2001), os quais demonstraram ser essa ressurgência (Figura 4.5), diferentemente do CSM, capaz de aflorar à superfície. É preciso citar, a título de correção, que essa ressurgência foi erradamente associada à vórtices ciclônicos de núcleo frio da Corrente do Brasil por Lima et al. (1996), os quais penetrariam sobre a plataforma estreita desta região.

Os resultados do presente estudo apresentam ambas ressurgências, porém com características distintas. Os campos de temperatura e salinidade, apresentados nas Figuras 4.6 e 4.7, foram tomados em profundidade de 20m para evitar a camada superficial de aquecimento de verão. Além disso, a paleta

Figure 4.5: Campos de temperatura e salinidade superficiais no centro-sul da plataforma continental sul do Brasil durante o verão de 1990 (fonte: Soares and Moller (2001)).

de cores foi editada de forma a ressaltar os gradientes em questão.

Nestes campos podem ser vistas as consequências do processo de ressurgência na Região Sul do país. Dois focos de ressurgência principais puderam ser identificados pelo afloramento de águas mais frias e menos salgadas que ao redor, características da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) ($T < 20^{\circ}\text{C}$ e $35 > S > 36$).

Ao longo do CSM desenvolve-se um jato costeiro baroclínico bastante estreito, direcionado para sul, que se expande ao passar pelo cabo, desviando-se levemente para o largo e deixando águas mais frias próximas da costa, porém sem atingir a superfície. Tal jato caracteriza-se pelo forte gradiente zonal de temperatura, com águas frias de ressurgência fluindo junto à costa limitadas ao largo por águas quentes advectadas a partir do norte.

Já junto ao promontório gaúcho, o cenário é um pouco mais complicado. As águas de ressurgência atingem a superfície próximo da costa e permanecem junto ao jato baroclínico, defletindo-se ao sul do promontório em direção ao largo, como pode ser inferido pelo posicionamento das isotermas na Figura 4.6. Não há sinal de águas de ressurgência junto à costa ao sul do promontório, onde na verdade permanecem águas menos densas. Além disso, não há sinal da ocorrência de vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil, junto ao promontório, que possam justificar tal ressurgência.

Nota-se, ainda, a existência de outras três massas d'água: Água Tropical (AT, $T > 22^{\circ}\text{C}$ e $S > 36$)

Figure 4.6: Campo de temperatura a 20m de profundidade, resultante do modelo, em meados de Janeiro.

Figure 4.7: Campo de salinidade a 20m de profundidade, resultante do modelo, em meados de Janeiro.

fluindo com a Corrente do Brasil junto à quebra de plataforma por todo o domínio; Água Subtropical de Plataforma (ASTP) sobre a plataforma ao norte, que por sua vez consiste da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e da Água Tropical (AT) diluídas por descargas de água doce da costa brasileira ($T > 20^{\circ}\text{C}$ e $35 < S < 36$); e Água Subantártica de Plataforma (ASAP, $T < 17^{\circ}\text{C}$ e $S < 35$) provenientes da plataforma continental Argentina, originada por diluição da Água Subantártica (ASA) devido ao excesso de precipitação e de descarga de água doce por volta de 55°S (Piola et al., 2000).

De uma forma geral, o campo termohalino guarda grande semelhança com os dados hidrográficos observados, permitindo acreditar que a estratificação característica de verão foi quali-quantitativamente atingida e que, por isso, as correntes médias que criaram e mantiveram tal estratificação podem ser analisadas como quasi-realísticas.

Jatos costeiros baroclínicos paralelos à costa ocorrem em balanço geostrófico aproximado com o gradiente de pressão perpendicular à costa devido à inclinação das isopícnais induzida pela ressurgência costeira (Huyer, 1983). Tais jatos tendem a mover-se para o largo à sotavento (à sombra ou “lee”) de cabos ou promontórios da linha de costa, deixando águas mais densas de ressurgência entre o jato e a costa (Kelly, 1985).

Diversos mecanismos têm sido propostos como explicação para esse fenômeno de intensificação da ressurgência à sotavento de cabos. Entre eles estão a variação na tensão de cisalhamento do vento devido à mudança no ângulo da costa ou da topografia terrestre adjacente (Kelly, 1985), variações batimétricas (Peffrey and O’Brien, 1976) ou mesmo salto hidráulico, devido à inabilidade do fluxo de se ajustar a uma região de mudança batimétrica brusca (Dale and Barth, 2001), podendo inclusive destacar-se da costa como observado por Barth and Smith (1998) ao largo de “Cape Blanco” em Oregon (USA), através do lançamento de derivadores e de observação de imagens de satélite.

O fato desse fenômeno ocorrer junto a uma anomalia batimétrica, como o estreitamento da plataforma continental em cabos, levou Dale and Barth (2001) a evocar esse conceito de hidráulica costeira, onde a evolução da estrutura vertical da corrente se adapta, de forma a acomodar mudanças batimétricas e de latitude, conservando quantidades como transporte total e vorticidade potencial. Assim, para uma corrente costeira que encontra tal estreitamento da plataforma, Gill and Schumann (1979) propuseram a distorção suave da estrutura da corrente para sua estrutura “conjugada”, resultando em assimetria do fluxo em relação à anomalia batimétrica. Utilizando um modelo analítico de 1,5 camada

de hidráulica costeira com vorticidade potencial constante em cada camada, Dale and Barth (op. cit.) descreveram a evolução do fluxo em transições críticas como sendo um jato estreito à barlavento do cabo, que se expande e move-se para o largo ao passar pelo cabo.

Essa forte relação de ressurgência ao sul de cabos foi também demonstrada, por exemplo, por Gan and Allen (2002a), através de simulações numéricas para estudo de processo, e por Gan and Allen (2002b), através de simulações numéricas realísticas e comparações com observações.

Ao passar por cabos, o fluxo dos jatos costeiros aumenta sua magnitude por convergência horizontal, devido à diminuição da seção vertical (Yoshida, 1967). De acordo com Gan and Allen (2002 a,b), como consequência desse acréscimo de velocidades, em balanço geostrófico, desenvolve-se localmente um mínimo local de pressão, em decorrência de um mínimo local da elevação do nível do mar.

Ainda de acordo com estes autores, somando-se a este mínimo local, o acréscimo na magnitude das velocidades paralelas à costa é suficiente para mudar o balanço local na equação de momento perpendicular de geostrófico para movimento gradiente (equação 4.7), onde R é o raio de curvatura do fluxo. Adiciona-se ao balanço geostrófico o termo de força centrífuga não-linear (V^2/R), que ganha importância com o aumento de V e o decréscimo de R , que torna-se finito.

$$\frac{V^2}{R} - fV = \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (4.7)$$

Este balanço leva a um decréscimo ageostrófico de pressão adicional junto à costa próximo de cabos. Como resultado, um gradiente de pressão meridional negativo (positivo) de pressão se estabelece ao sul (norte) de cabos. Tais gradientes forçam velocidades barotrópicas em direção à costa ao sul dos cabos, advectando o campo de densidade e intensificando a ressurgência. Já ao norte dos cabos, as velocidades barotrópicas resultantes em direção ao largo contribuem no balanço advectivo não-linear associado à aceleração do jato ao passar pelos cabos.

Figure 4.8: Campo de elevação do nível do mar, média de 15 dias, durante o verão.

Assim, para a região ao sul do CSM, a presença de águas mais densas de ressurgência entre o jato e a costa, sem a feição de um jato, associado à ocorrência de mínimo local de elevação junto ao cabo, como apresentado na Figura 4.8, permite associar esse padrão de ressurgência parcialmente a este gradiente meridional negativo de pressão, o qual gera fluxos integrados em direção à costa ao sul do cabo. Cabe lembrar que a paleta de cores foi editada de forma a ressaltar os gradientes em questão.

Além disso, a mudança brusca da linha de costa parece provocar o destacamento do jato geostrófico da costa, com um jato estreito a barlavento do cabo, que se expande e move-se para o largo ao passar pelo cabo, podendo ser parcialmente atribuído à conservação de vorticidade potencial, como sugerido por Dale and Barth (2001).

Já para o promontório gaúcho, outras explicações devem ser encontradas. A ocorrência de mínimo local de elevação junto ao promontório ocorre de fato, como apresentado na Figura 4.8, gerando velocidades barotrópicas perpendiculares negativas. Entretanto, não há ocorrência de águas de ressurgência nesta reentrância costeira como encontrado na reentrância mais ao norte. Tampouco há uma expansão da espessura horizontal do jato baroclínico, como previsto pelo modelo hidráulico de conservação de vorticidade potencial apresentado por Dale and Barth (2001).

A variação brusca de declividade da plataforma continental entre a reentrância (Perfil A) e o pro-

montório (Perfil B), mesmo com a ausência de grande variação na orientação da linha de costa, leva ao trabalho de Peffrey and O'Brien (1976). Seus resultados de simulação numérica tridimensional da ressurgência ao largo de Oregon (USA), sugerem que variações batimétricas podem ser mais importantes que variações da linha de costa em produzir ressurgência localizada.

Utilizando modelo numérico de alta resolução com batimetria idealizada, Castelão and Barth (2005) investigaram o papel da intensidade do vento, considerado homogêneo espaço-temporalmente, e da escala horizontal de curvatura de um banco submerso de larga escala, na separação de um jato costeiro de ressurgência.

A intensidade de separação do jato foi fortemente dependente do número de Rossby (Ro) como indicador da intensidade do fluxo, e do número de Burger (Bu), que é a razão do Raio de Deformação Interno de Rossby pela curvatura do banco, como indicador da variação batimétrica.

A intensidade máxima da separação ocorreu com aumento de Ro e Bu próximo de 1, ou seja, fluxos intensos e curvatura batimétrica com escala do Raio de Deformação Interno de Rossby. Para pequeno Bu , a separação é mínima e independente de Ro . Para grande Ro , a separação é menor, com o banco agindo como pequena perturbação para o fluxo.

Para o caso do presente estudo, a curvatura batimétrica na isóbata de 50m tem raio aproximadamente igual a 20 km e o Raio de Deformação Interno de Rossby na mesma isóbata, considerando variação de densidade de $O(1)$, possui valor igual a 23 Km. O fato do raio de curvatura ser da ordem do Raio de Deformação permite inferir que a curvatura das isolinhas batimétricas da plataforma continental do Rio Grande do Sul pode estar desempenhando papel fundamental na deflexão do jato baroclínico de ressurgência.

Talvez, porém, a explicação mais elegante seja, como sempre, a mais simples. Ao deslocar-se para sul junto ao jato, a coluna d'água atinge águas mais rasas, sofrendo achatamento. Afim de conservar vorticidade potencial, acaba ganhando vorticidade relativa e girando anticiclonicamente, deslocando-se para o largo.

Para conhecer a estrutura vertical destes jatos costeiros baroclínicos de ressurgência, a Figura 4.9 apresenta as seções verticais de velocidades horizontais paralelas (V) e perpendiculares à costa (U), filtradas de acordo com a seção 3.8 por filtro de passa-baixas com frequência de corte correspondente a um período de 15 dias.

Figure 4.9: Seções verticais de velocidades horizontais de baixa frequência (sazonais) perpendiculares U (esquerda) e paralelas V (direita) à costa durante o verão.

Estão apresentados os perfis no sentido de norte (Perfil D, acima) para sul (Perfil A, abaixo) na mesma ordem do posicionamento geográfico dos perfis. Nesta figura destaca-se a forte influência da batimetria na configuração das correntes nos perfis.

O Perfil D apresenta um jato geostrófico baroclínico com velocidade paralela negativa de aproximadamente 30 cm/s, em um núcleo mais próximo à superfície, limitado entre as isóbatas de 40 e 70m. Este jato encontra-se a uma distância entre 15 e 35 km da costa, dentro da escala de decaimento dada pelo Raio de Deformação Baroclínico de Rossby e coincidente com a região de afloramento das isopícnais.

Mais próximo da costa, a partir da isóbata de 40m, uma faixa de velocidades quase nulas apontam uma zona dominada por fricção e, mais ao largo, fluxos negativos predominam no restante do perfil, sob influência de correntes geostróficas barotrópicas. Essas correntes barotrópicas ocorrem dentro da escala do Raio de Deformação Barotrópico de Rossby, o qual transcende o limite do perfil, com sua velocidade negativa refletindo um gradiente de pressão positivo, devido ao nível do mar crescente em direção ao largo, típico de ressurgência.

As velocidades perpendiculares do Perfil D apontam velocidades negativas de ressurgência junto ao fundo, como esperado, com intensidade variando de apenas ~3 cm/s ao largo até ~6 cm/s na isóbata de 50m e com espessura de aproximadamente 15m, sendo nulas próximo da costa. Mais próximo à superfície e ao largo, velocidades positivas coerentes na vertical apontam inclinação do fluxo geostrófico barotrópico em direção ao largo, atestando um gradiente de pressão meridional positivo ao longo da costa, entre maiores elevações ao norte do cabo e menores ao sul. Junto ao jato geostrófico baroclínico, velocidades negativas fracas apontam um jato praticamente paralelo à costa.

O cenário total do Perfil D é formado, portanto, pela sobreposição de três processos em três regiões diferentes da plataforma: entre a costa e a isóbata de 40m, velocidades baixas indicam uma zona friccional; imediatamente mais ao largo um jato geostrófico baroclínico negativo e paralelo à costa se desenvolve, devido à inclinação das isopícnais ($40\text{m} > H > 70\text{m}$); sobreposto ao jato, um fluxo barotrópico negativo com uma componente em direção ao largo se desenvolve por todo o perfil. Próximo ao fundo uma camada de Ekman robusta, com velocidades maiores junto ao jato baroclínico, se desenvolve, sendo balanceada por fluxos integrados em direção ao largo, atestando um forte padrão tridimensional, com a ausência de uma camada de Ekman superficial.

O Perfil C apresenta um jato geostrófico baroclínico com velocidade paralela negativa menos intensa, com cerca de 20 cm/s, em um núcleo próximo à superfície, limitado entre as isóbatas de 40 e 70m. Este jato encontra-se a uma distância entre 35 e 60 km da costa, também coincidente com a região de afloramento das isopicnais, refletindo um distanciamento da linha de costa muito maior que no perfil anterior. Mais próximo da costa, a partir da isóbata de 40m, ocorre a zona dominada por fricção e, entre a costa e a isóbata de 20m, ocorre um jato costeiro ageostrófico negativo mais fraco (~10 cm/s). Mais ao largo, fluxos negativos apontam a influência de correntes geostróficas barotrópicas.

As velocidades perpendiculares do Perfil C apontam velocidades negativas junto ao fundo, com intensidade de cerca de 6 cm/s, desde o largo até a isóbata de 30m. Entre a costa e o jato baroclínico da isóbata de 40m, velocidades integradas negativas acentuam a camada de Ekman de fundo, apontando o gradiente de pressão meridional negativo ao longo da costa, entre este perfil e as menores elevações ao sul do CSM. Mais próximo à superfície, velocidades positivas definem uma camada de Ekman de superfície com velocidades de ~5 cm/s, principalmente ao largo do jato baroclínico.

O cenário total do Perfil C é formado, portanto, por uma zona friccional entre a costa e a isóbata de 40m que apresenta um jato ageostrófico até a isóbata de 20m; imediatamente mais ao largo um jato geostrófico baroclínico negativo se desenvolve ($40m > H > 70m$) sobreposto a um fluxo barotrópico negativo ao largo. Junto ao fundo, uma camada de Ekman se desenvolve, com velocidades maiores entre o jato baroclínico e a costa, devido à presença de velocidades integradas negativas. Esta camada de fundo é balanceada por uma camada de Ekman de superfície em direção ao largo, proporcionando um padrão bidimensional neste perfil.

O Perfil B apresenta um jato geostrófico baroclínico com velocidade paralela negativa muito mais intensa, por volta de 40 cm/s, em um núcleo mais próximo à superfície, limitado entre as isóbatas de 30 e 70m. Este jato encontra-se a uma distância entre 10 e 30km da costa, coincidentemente com a região de afloramento das isopicnais. Mais próximo da costa, a partir da isóbata de 30m, aparece a zona dominada por fricção e, mais ao largo, fluxos negativos de correntes barotrópicas.

As velocidades perpendiculares do Perfil B apontam velocidades negativas de ressurgência junto ao fundo em uma camada de Ekman bastante robusta (20m), com grande intensidade desde o largo (10 cm/s) até a isóbata de 50m (~6 cm/s), diminuindo para 3 cm/s até a isóbata de 20m. Mais próximo

à superfície, velocidades positivas junto ao jato baroclínico apontam um jato inclinando-se em direção ao largo, com maiores velocidades em superfície (6 cm/s) pela sobreposição de uma camada de Ekman superficial. Velocidades barotrópicas quase nulas ao largo indicam isolinhas de elevação paralelas à costa, sem gradiente de pressão meridional expressivo.

O cenário total do perfil B é formado por uma zona friccional bem próxima à costa ($H < 20\text{m}$), imediatamente mais ao largo um jato geostrófico baroclínico muito intenso e inclinado em direção ao largo se desenvolve ($30\text{m} > H > 70\text{m}$) sobreposto a um fluxo barotrópico paralelo à costa. Junto ao fundo, uma camada de Ekman bastante robusta se desenvolve, com velocidades maiores ao largo. Esta camada de fundo é balanceada parcialmente por uma camada de Ekman de superfície em direção ao largo, porém mais intensamente por fluxos integrados do jato baroclínico, atestando um padrão tridimensional a este perfil.

O Perfil A apresenta um jato geostrófico baroclínico com velocidade paralela negativa menos intensa que o perfil anterior, com pouco mais de 20 cm/s, limitado entre as isóbatas de 35 e 60m. Este jato encontra-se a partir de uma distância de 55km da costa, também coincidente com o afloramento das isopícnais. Mais próximo da costa, a partir da isóbata de 30m, ocorre a zona dominada por fricção, com jato costeiro ageostrófico negativo mais fraco (~ 10 cm/s) a partir da isóbata de 25m. Mais ao largo, fluxos de menor intensidade correspondem às correntes geostóficas barotrópicas ainda negativas, indicando a influência do rebaixamento do nível do mar por toda a região de interesse durante o verão.

As velocidades perpendiculares do Perfil A indicam velocidades negativas junto ao fundo, exceto na região do jato baroclínico, onde velocidades positivas coerentes na vertical apontam um jato inclinando-se em direção ao largo. Entre a costa e o jato baroclínico, velocidades integradas negativas ocorrem em ajuste ao gradiente de pressão meridional negativo ao longo da costa, entre este perfil e as menores elevações junto ao promontório gaúcho, isolando o jato baroclínico e forçando velocidades maiores na camada de Ekman de fundo. Velocidades positivas muito baixas bem próximo da costa indicam inclinação do jato costeiro ageostrófico, devido à orientação da linha de costa.

O cenário total do Perfil A é formado, portanto, por uma zona friccional próximo à costa ($H < 35\text{m}$) que apresenta um jato ageostrófico até a isóbata de 25m; imediatamente mais ao largo um jato geostrófico baroclínico inclinado em direção ao largo se desenvolve, sobreposto a um fluxo barotrópico

negativo. Junto ao fundo, uma camada de Ekman se desenvolve, com velocidades maiores entre a costa e o jato baroclínico. Esta camada de fundo é balanceada por fluxos integrados do jato baroclínico, atestando o padrão tridimensional deste perfil.

O conjunto dos quatro perfis apresenta o quadro sinótico típico de verão para a Região Sul. Jatos ageostróficos costeiros fracos ocorrem junto à costa sobre a zona dominada por fricção, nos perfis onde essa zona possui mais baixa declividade (Perfis A e C). Jatos geostróficos baroclínicos paralelos à costa, criados pela inclinação das isopicnais de ressurgência, se desenvolvem por toda a região de interesse por volta de 40 a 60m de profundidade. As correntes integradas tendem a seguir as isóbatas e, nas regiões junto ao CSM (28°S) e ao promontório da costa gaúcha próximo de Mostardas (31°S), estes jatos intensificam-se em sua passagem por uma seção vertical menor causada pela batimetria mais íngreme (Perfis D e B). Em equilíbrio geostrófico ocorre um maior rebaixamento do nível do mar, gerando um gradiente de pressão meridional positivo ao norte e negativo ao sul do CSM e do promontório gaúcho.

Para a região ao sul do CSM, este gradiente negativo gera fluxos integrados em direção à costa, acentuando a ressurgência. Além disso, a mudança brusca da linha de costa parece provocar o destacamento do jato geostrófico da costa, com meandramento em direção ao sul e ao largo, como pode ser inferido pelo posicionamento das isotermas na Figura 4.6.

Já ao sul do promontório gaúcho, o jato baroclínico afasta-se da costa seguindo as isóbatas. Com a deflexão do jato, a forçante principal passa a ser o gradiente meridional positivo de densidade e o gradiente meridional negativo de pressão, respectivamente devido à presença de águas mais densas de ressurgência e de maior rebaixamento do nível do mar junto ao promontório. Ambos gradientes atuam sincrônicamente na geração de velocidades perpendiculares negativas coerentes na vertical, desde a costa até a isóbata de 35m (Perfil A), profundidade característica do posicionamento do jato geostrófico.

Entretanto, não foi observada ressurgência de águas mais frias nesta reentrância, o que pode ser associado à baixa declividade batimétrica e à forte componente perpendicular da velocidade integrada junto ao jato baroclínico. Isto atesta que as águas de ressurgência encontradas no Perfil A seriam efetivamente advectadas a partir do norte e não ressurgidas localmente.

Além disso, as águas advectadas pela componente perpendicular da velocidade integrada, a qual é

negativa entre a costa e jato baroclínico, seriam advectadas a partir do sul, ou pelo menos não seriam advectadas junto ao jato baroclínico, causando uma divergência horizontal integrada.

Esse comportamento de afastamento do jato geostrófico por volta do Perfil A não encontra referência na literatura, apesar de Soares and Moller (2001) descreverem a advecção dessa água mais densa para o sul e para o largo, além da presença de águas menos densas na reentrância costeira (Figura 4.5). A ocorrência de velocidades perpendiculares integradas negativas tampouco possui referência na literatura.

No entanto, de acordo com Piola et al. (2000), a posição climatológica da Frente Subtropical de Plataforma (FSP) em profundidade de 50m é entre 32 e 34°S. Essa divergência na velocidade perpendicular à costa por volta da isóbata de 40m, somada com velocidade paralela costeira quase nula e negativa ao largo, pode ser o processo que faltava para explicar a persistência de águas menos densas durante o verão na reentrância costeira do Perfil A, sem advecção para o largo ou para o sul, bem como da persistência da FSP em seu posicionamento médio de 33°S durante o verão.

Ambos os fenômenos estariam, portanto, condicionados à configuração topográfica de expansão da plataforma ao longo do Perfil A, a qual força o jato geostrófico para o largo, deixando ao sul uma região costeira sem grandes inclinações de isopicnais. Essa ausência de inclinação de isopicnais no verão ocorre nos dados hidrográficos de Soares and Moller (2001) pouco ao sul de 33°S.

Estes resultados atestam ainda o padrão nitidamente tridimensional da circulação gerada pelo vento na Região Sul do Brasil para as condições sazonais típicas de verão. Este padrão é devido à interação da circulação com a configuração topográfica da região de interesse, que conta com um cabo, um promontório e duas reentrâncias costeiras, as quais, apesar de não acentuadas, são decisivas na determinação do posicionamento tridimensional das correntes em uma plataforma marcada por baixas declividades e contornos batimétricos bastante paralelos à linha de costa.

Essa circulação de ressurgência de verão sobre a região de interesse é afetada por mudanças da tensão de cisalhamento do vento em escala temporal menor, típica de influência meteorológica direta (2 a 12 dias), relacionada à passagem de frentes frias sobre a região. Durante o verão, a análise de séries temporais dos perfis, através de diagramas do tipo Hovmöller (não mostrados), pôde demonstrar as maiores intensidades para as fases pré-frontal e frontal dos eventos.

Para analisar a estrutura tridimensional de velocidades nessa escala de tempo e a relação destas

Figure 4.10: Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o verão para o Perfil D.

velocidades com o perfil de estratificação, serão apresentadas a seguir as seções verticais das velocidades perpendiculares U (acima), paralelas V (centro), ambas filtradas com filtro passa-banda de acordo com a seção 3.8, além da densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência pré-frontal e subsidência frontal entre os dias 16 e 21/01/1997.

O Perfil D apresenta evento de ressurgência (Figura 4.10 - esquerda) com uma camada de Ekman de superfície de aproximadamente 10m de espessura em toda a extensão do perfil, com velocidades de cerca de 10 cm/s. A camada de fundo possui maior espessura (20m), porém limitada na isóbata de 40m e com velocidades menores (5 cm/s). Em meia água, velocidades positivas coerentes na vertical indicam o acréscimo da deflexão do fluxo geostrófico barotrópico durante eventos de ressurgência.

As velocidades paralelas à costa são homogêneas e coerentes na vertical, indicando a atuação de correntes barotrópicas e, portanto, de oscilações de baixa frequência do nível do mar. As velocidades são negativas de pouco mais de 10 cm/s, em acordo com um rebaixamento do nível do mar. Junto à costa, velocidades quase nulas ocorrem junto à zona dominada por fricção.

Figure 4.11: Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o verão para o Perfil C.

O evento de subsidência do Perfil D (Figura 4.10 - direita) apresenta camadas de Ekman similares ao evento de ressurgência, porém com velocidades invertidas. Em meia água o evento de subsidência reduz levemente a inclinação do fluxo geostrófico barotrópico. As velocidades paralelas são coerentes na vertical e positivas, em acordo com o soerguimento do nível do mar durante subsidência. A principal assimetria, entre o evento de ressurgência e o de subsidência, encontra-se nas velocidades mais intensas que ocorrem na zona dominada por fricção durante subsidência e quase nulas durante ressurgência.

O Perfil C apresenta evento de ressurgência (Figura 4.11 - esquerda) muito semelhante ao perfil anterior, com uma camada de Ekman de superfície de aproximadamente 10m de espessura em toda a extensão do perfil, com velocidades de cerca de 10 cm/s. A camada de fundo apresenta igual espessura porém velocidades menores (5 cm/s) até bem próximo da costa.

As velocidades paralelas à costa são coerentes na vertical, indicando a atuação de correntes barotrópicas. As velocidades são negativas junto à costa com cerca de 10 cm/s, em acordo com um

Figure 4.12: Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o verão para o Perfil B.

rebaixamento do nível do mar. Ao largo, velocidades quase nulas ocorrem na plataforma externa.

O evento de subsidência do Perfil C (Figura 4.11 - direita) apresenta camadas de Ekman similares ao evento de ressurgência, porém com velocidades invertidas. As velocidades paralelas são coerentes na vertical e positivas, em acordo com o soerguimento do nível do mar durante subsidência.

O Perfil B apresenta evento de ressurgência (Figura 4.12 - esquerda) com uma camada de Ekman de superfície mais robusta, de aproximadamente 15m de espessura, limitada na isóbata de 20m e com velocidades de cerca de 15 cm/s. A camada de fundo apresenta maior espessura (25m), também limitada até na isóbata de 20m, com velocidades de 10 cm/s em sua parte superior e 5 cm/s em sua parte inferior.

As velocidades paralelas à costa possuem cisalhamento junto ao fundo e velocidades negativas de pouco mais de 10 cm/s, em acordo com um rebaixamento do nível do mar. Junto ao jato baroclínico em meia água, velocidades maiores ocorrem, indicando uma aceleração do jato durante ressurgência.

O evento de subsidência do Perfil B (Figura 4.12 - direita) apresenta camadas de Ekman similares

Figure 4.13: Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o verão para o Perfil A.

ao evento de ressurgência, porém com velocidades invertidas. As velocidades paralelas são coerentes na vertical e positivas, em acordo com o soerguimento do nível do mar durante subsidência. A principal assimetria, entre o evento de ressurgência e o de subsidência, encontra-se nas velocidades mais intensas que ocorrem na zona dominada por fricção durante subsidência e junto ao jato baroclínico durante ressurgência.

O Perfil A apresenta evento de ressurgência (Figura 4.13 - esquerda) com uma camada de Ekman de superfície de aproximadamente 15m de espessura e com velocidades de cerca de 15 cm/s. A camada de fundo apresenta maior espessura (20m), com velocidades de 10 cm/s em sua parte superior e 5 cm/s em sua parte inferior.

As velocidades paralelas à costa têm cisalhamento junto ao fundo e velocidades negativas de pouco mais de 10 cm/s, em acordo com um rebaixamento do nível do mar. Junto ao jato baroclínico em meia água, velocidades maiores ocorrem, indicando uma aceleração do jato durante ressurgência.

O evento de subsidência do Perfil A (Figura 4.13 - direita) apresenta camadas de Ekman similares

ao evento de ressurgência, porém com velocidades invertidas e camada de Ekman de fundo mais delgada e homogênea. As velocidades paralelas são coerentes na vertical e positivas, em acordo com o soerguimento do nível do mar durante subsidência. Não existe, com isso, grande assimetria entre o evento de ressurgência e o de subsidência.

O conjunto dos quatro perfis (Figuras 4.10 a 4.13) apresenta o quadro sinótico típico de eventos meteorológicos de verão para a Região Sul.

Nesta escala de tempo, desenvolvem-se camadas de Ekman em superfície da ordem de 10m a 20m, com variações entre alguns metros em regiões com forte estratificação na superfície, geralmente próximo à costa, até 25m em regiões com superfície mais homogênea, geralmente ao largo do jato geostrófico baroclínico. Camadas de Ekman de fundo também se desenvolvem, menos intensas e mais robustas em maior profundidade e mais intensas e mais delgadas na zona de fricção.

Já as velocidades paralelas apresentam comportamento muito significativo. Durante eventos de ressurgência os jatos baroclínicos intensificam-se e, durante subsidência, enfraquecem, de forma sobreposta aos fluxos barotrópicos ao longo dos perfis.

Na região dos perfis A e B, durante subsidência, ocorre a maior assimetria encontrada, com uma atenuação mais acentuada junto à costa. Essa parece ser a explicação para a ocorrência de bifurcação nos dados hidrográficos de temperatura de Soares & Moller (2001) (Figura 4.5).

Águas frias de ressurgência do Perfil B seriam advectadas para o perfil A com menor velocidade e mais próximo da costa quando da ocorrência de subsidência que, sobreposta à condição média, seria melhor chamada de relaxação da ressurgência. Já em eventos de ressurgência, a maior intensidade e deflexão do jato causaria uma maior advecção para o Perfil A e para o largo, gerando temperaturas menores que na parte mais costeira.

Essa diferenciação entre as temperaturas mais próximo à costa e mais ao largo, ao longo do Perfil A, que ocorre nos dados hidrográficos, parece confirmar esse comportamento oscilatório do jato baroclínico na escala de tempo meteorológica considerada.

Assim, estes quatro perfis demonstram o predomínio de um padrão bidimensional da estrutura de velocidades nesta escala de tempo. Camadas de Ekman de superfície e de fundo se desenvolvem quase que simetricamente entre ressurgência e subsidência. Além disso, exceções à parte, os fluxos paralelos à costa são bastante coerentes na vertical, atestando o predomínio da circulação barotrópica.

4.2.2 Outono

O outono na Região Sul do Brasil caracteriza-se pela migração para norte do cinturão de ventos de oeste, das trajetórias dos sistemas frontais e dos ciclones, gerando ventos predominantes de sudoeste sobre a parte mais ao sul do domínio, enquanto que ainda sopram ventos de leste e nordeste sobre a parte mais ao norte. Esses ventos de sudoeste na parte sul do domínio são favoráveis à subsidência e à geração de gradientes de pressão barotrópicos zonais negativos, causando correntes de sul.

A estratificação horizontal e homogeneidade vertical de densidade encontrada neste período (Soares and Moller, 2001), além da sobrelevação do nível do mar devido às condições de subsidência gerada por ventos, sugerem forte teor barotrópico para essa corrente costeira de outono e inverno, chamada por Souza and Robinson (2004) de Corrente Costeira do Brasil e por Zavialov and Moller (2000) de Corrente de Rio Grande. Para confirmar esta hipótese, a Figura 4.14 apresenta o campo de elevação do nível do mar, obtido através da média de 30 dias durante o mês de Maio.

Figure 4.14: Campo de elevação do nível do mar, média de 30 dias, durante o outono.

Nesta figura pode-se observar a efetiva sobrelevação do nível do mar sobre a plataforma continental, gerando um gradiente zonal negativo com máximo na plataforma média e externa e, por con-

Figure 4.15: Campo de temperatura em superfície, resultante do modelo, em meados de Maio.

seguinte, um fluxo barotrópico meridional direcionado para norte. Atesta-se, assim, a existência da "Corrente Costeira de Rio Grande" (CCRG), fortemente barotrópica, como antecipado por Zavialov and Moller (2000).

A assinatura desse fluxo para norte seguindo a costa (CCRG) foi observada diversas vezes nos campos de salinidade e temperatura, como em Campos et al. (1996), Campos et al. (1999), Piola et al. (2000), Zavialov et al. (1999) e Soares and Moller (2001), entre outros (ex: Figuras 4.2 e 4.3).

Os resultados do presente estudo indicam, como esperado, a ocorrência dessa penetração de águas frias e menor salinidade em direção à Região Sul do Brasil ao final do mês de Maio. Os campos de temperatura e salinidade, apresentados nas Figuras 4.15 e 4.16, foram tomados em superfície e a paleta de cores foi editada de forma a ressaltar os gradientes em questão.

Essa figura apresenta águas de temperaturas mais baixas ($T < 20^{\circ}\text{C}$) e menor salinidade ($32 < S < 35$), características da chamada Água Subantártica de Plataforma (ASAP), penetrando na plataforma continental brasileira pela sua parte mais externa, desde o limite sul do domínio até a altura do Perfil B. Apresenta ainda a penetração de águas de salinidade bem menor junto à costa, provenientes da substancial diluição junto à desembocadura do Rio da Prata ($S < 32$).

Dados hidrográficos confirmam a ocorrência dessas massas de água sobre a plataforma conti-

Figure 4.16: Campo de salinidade em superfície, resultante do modelo, em meados de Maio.

mental da Região Sul durante o outono. No entanto, de acordo com as observações hidrográficas de Soares and Moller (2001) e Piola et al. (2000), as águas provenientes do Rio da Prata são muito mais abundantes sobre a região, formando uma "língua" costeira de salinidade muito baixa ($S < 32$) que se estende sobre a plataforma continental brasileira.

A inexistência dessa banda de salinidade no modelo de larga escala utilizado como climatologia, além do curto período de diluição durante a preparação das condições iniciais, torna o presente modelo incapaz de reproduzir essa feição. Assim, as simulações encerram-se no outono, devido à inexistência desta feição e à desconfiguração subsequente do campo termohalino.

Apesar de insuficiente, a existência da penetração de uma estreita banda costeira de salinidade muito baixa, proveniente do Rio da Prata, além da correta representação da penetração de águas mais frias e menor salinidade, características da ASAP, em direção à plataforma continental brasileira pela plataforma média e externa, indicam que a estratificação característica de outono foi, ao menos, qualitativamente atingida e que, por isso, as correntes médias que criaram e mantiveram tal estratificação podem ser analisadas como quasi-realísticas.

Os trabalhos de Lee et al. (1981) e Lee and Atkinson (1983), entre outros, analisaram a variabilidade das correntes de baixa frequência na região do "South Atlantic Bight" (SAB), ao largo da costa

leste dos Estados Unidos. Este autores encontraram que a influência da corrente de contorno oeste do Atlântico Norte, chamada Corrente do Golfo, é restrita à plataforma externa com variabilidade do fluxo em meso-escala, dominada pela propagação para norte de meandros e vórtices da corrente, dentro do período de 2 dias a 2 semanas, e sem relação aparente com forçante de ventos. Junto à costa, uma série de pequenos a médios rios descarregam água doce na plataforma interna, a qual tende a formar uma banda costeira com águas de menor salinidade, gerando uma corrente baroclínica persistente para sul. Entre estas duas regiões, a variabilidade das correntes é fortemente dependente da forçante local do vento, com períodos entre 2 dias e 2 semanas, dominada pela passagem de frentes frias.

Esta mesma zonação parece ocorrer, de acordo com os resultados deste estudo, na plataforma continental sul do Brasil. Sobre a plataforma média e externa, o avanço das águas provenientes de sul com características da ASAP (Figuras 4.15 e 4.16) parece comprovar a efetividade da circulação gerada pelo vento nesta parte da plataforma continental. Já junto à costa, a representação insuficiente do volume de água fluvial, oriunda do Rio da Prata, torna a corrente baroclínica da plataforma interna incapaz de avançar sobre a plataforma continental brasileira.

Para conhecer a estrutura vertical deste fluxo sazonal gerado pelos ventos favoráveis à subsidência, a Figura 4.17 apresenta as seções verticais de velocidades horizontais paralelas (V) e perpendiculares à costa (U), filtradas de acordo com a seção 3.8 por filtro de passa-baixas com frequência de corte correspondente a um período de 15 dias.

São novamente apresentados os perfis no sentido de norte (perfil D, acima) para sul (perfil A, abaixo), de forma análoga ao posicionamento geográfico dos perfis. Nesta figura destaca-se, assim como no verão, a forte influência da batimetria na configuração das correntes nos perfis.

O Perfil D apresenta um fluxo com velocidade paralela positiva desde a costa até o limite externo do perfil, compreendendo a escala de decaimento dada pelo Raio de Deformação Barotrópico de Rossby, o qual transcende o limite do perfil, com velocidade positiva refletindo um gradiente de pressão negativo, devido ao nível do mar crescente em direção à costa, típico de subsidência. Este fluxo tem um núcleo mais próximo à superfície com aproximadamente 20 cm/s, limitado entre as isóbatas de 40 e 90m. Mais próximo da costa, a partir da isóbata de 40m, uma faixa de velocidades menores indicam uma zona dominada por fricção e, mais ao largo, fluxos negativos são devidos à influência da corrente de contorno.

Figure 4.17: Seções verticais de velocidades horizontais de baixa frequência (sazonais) perpendiculares U (esquerda) e paralelas V (direita) à costa durante o outono.

As velocidades perpendiculares do Perfil D indicam velocidades positivas de subsidência junto ao fundo, como esperado, com intensidade variando de apenas ~ 3 cm/s ao largo até ~ 5 cm/s entre as isóbatas de 50 e 70m e com espessura de aproximadamente 20m, sendo nulas próximo da costa. Mais próximo à superfície, velocidades negativas surgem em uma camada de aproximadamente 15m, intensificadas também entre as isóbatas de 50 e 70m, porém sobrepostas por uma componente integrada positiva ocorrendo em quase todo o perfil, sendo nulas próximo à costa. Esta componente barotrópica positiva corresponde a uma inclinação do fluxo geostrófico barotrópico em direção ao largo, indicando um destacamento do fluxo barotrópico na passagem pelo CSM.

O cenário total do perfil D é formado, portanto, pela sobreposição de três processos em três regiões diferentes da plataforma: próximo à costa (<40 m) velocidades paralelas mais baixas constituem a zona friccional; no limite externo do perfil velocidades paralelas negativas indicam influência da corrente de contorno; e, por todo o perfil, um fluxo geostrófico barotrópico negativo e inclinado em direção ao largo se desenvolve, devido à elevação da superfície livre. Tanto junto ao fundo quanto à superfície, camadas de Ekman se desenvolvem com divergência na isóbata de 40m, sendo a de superfície mitigada por fluxos integrados contrários. Assim, este perfil apresenta fluxos perpendiculares de fundo parcialmente balanceados por uma camada de Ekman de superfície e parcialmente por fluxos integrados em direção ao largo, formando um padrão ligeiramente tridimensional.

O Perfil C, assim como o anterior, apresenta um fluxo com velocidade paralela positiva desde a costa até o limite externo do perfil, compreendendo também a escala de decaimento dada pelo Raio de Deformação Barotrópico de Rossby, e com velocidade positiva refletindo um gradiente de pressão negativo, devido ao nível do mar crescente em direção à costa, típico de subsidência. Este fluxo tem um núcleo mais próximo à superfície com velocidades maiores, de aproximadamente 30 cm/s, limitado também entre a isóbata de 40 e 90m. Mais próximo da costa, a partir da isóbata de 40m, também uma faixa de velocidades menores delimitam uma zona dominada por fricção e, mais ao largo, fluxos negativos indicam influência da corrente de contorno.

As velocidades perpendiculares do Perfil C correspondem a velocidades positivas de subsidência junto ao fundo, com espessura de aproximadamente 20m e com intensidade variando de apenas ~ 3 cm/s, próximo da isóbata de 50m, até ~ 5 cm/s entre as isóbatas de 70 e 100m, sendo nulas próximo da costa. Mais próximo à superfície, velocidades negativas surgem em uma camada de Ekman robusta de

aproximadamente 30m, sendo nulas até a isóbata de 40m e intensificadas entre as isóbatas de 50 e 80m, porém também levemente sobrepostas por uma componente integrada positiva que ocorre em todo o perfil, com maior intensidade ao largo. Esta componente barotrópica positiva indica também uma inclinação do fluxo geostrófico barotrópico em direção ao largo, desta vez relacionada à orientação das isóbatas entre 60 e 200m em relação à grade numérica.

O cenário total do Perfil C é também formado, portanto, pela sobreposição dos três processos: próximo à costa ($H < 40\text{m}$) velocidades paralelas mais baixas formam a zona friccional; no limite externo do perfil, velocidades paralelas negativas indicam influência da corrente de contorno; e por todo o perfil, um fluxo geostrófico barotrópico positivo e inclinado em direção ao largo se desenvolve, devido ao soerguimento da superfície livre. Tanto junto ao fundo quanto à superfície, camadas de Ekman se desenvolvem também com divergência na isóbata de 40m, sendo a de superfície, assim como no perfil anterior, mitigada por fluxos integrados contrários. Contudo, a inclinação do fluxo barotrópico para o largo está relacionada, diferentemente do perfil anterior, à orientação das isóbatas, ainda assim gerando um padrão ligeiramente tridimensional para este perfil.

O Perfil B, assim como os anteriores, também apresenta um fluxo com velocidade paralela positiva desde a costa até o limite externo do perfil, com velocidade positiva refletindo um gradiente de pressão negativo, devido ao nível do mar crescente em direção à costa, típico de subsidência. Este fluxo tem um núcleo mais próximo à superfície com velocidades ainda maiores, de aproximadamente 40 cm/s, entre a isóbata de 40m e o limite externo do perfil. Mais próximo da costa, a partir da isóbata de 40m, também uma faixa de velocidades menores indicam uma zona dominada por fricção.

As velocidades perpendiculares do Perfil B são positivas de subsidência junto ao fundo, com espessura de aproximadamente 30m e com intensidade de ~ 4 cm/s entre as isóbatas de 50 e 90m, sendo nulas próximo à costa e mais ao largo. Mais próximo à superfície, velocidades negativas surgem em uma camada de Ekman muito robusta, de aproximadamente 40m, sendo nulas até a isóbata de 40m e intensificadas a partir da isóbata de 90m por uma componente integrada negativa que ocorre em todo o perfil, com maior intensidade ao largo, onde se sobrepõem às velocidades positivas de subsidência junto ao fundo. Esta componente barotrópica negativa indica uma inclinação do fluxo geostrófico barotrópico em direção à costa, relacionada também à orientação das isóbatas na grade numérica.

O cenário total do Perfil B é formado, portanto, pela sobreposição de dois processos: próximo à

costa ($H < 40\text{m}$) velocidades paralelas mais baixas delimitam uma zona friccional e, por todo o perfil, um fluxo geostrófico barotrópico positivo e inclinado em direção à costa se desenvolve devido ao soerguimento da superfície livre. A restrição do limite externo do perfil não permite detectar a influência da corrente de contorno. Tanto junto ao fundo quanto à superfície, camadas de Ekman se desenvolvem também com divergência na isóbata de 40m, sendo a de superfície muito robusta e a de fundo mitigada por fluxos integrados contrários. Assim como o perfil anterior, a inclinação do fluxo barotrópico para a costa está relacionada à orientação das isóbatas, ainda com um padrão de teor ligeiramente tridimensional.

O Perfil A é coerente com os anteriores, apresentando velocidade paralela positiva desde a costa até o limite externo do perfil, refletindo um gradiente de pressão negativo, devido ao nível do mar crescente em direção à costa, típico de subsidência. Este fluxo tem um núcleo mais próximo à superfície com velocidades também de aproximadamente 40 cm/s, entre a isóbata de 50m e o limite externo do perfil. Mais próximo da costa, a partir da isóbata de 50m, também uma faixa de velocidades menores indicam uma zona dominada por fricção.

As velocidades perpendiculares do Perfil A são positivas de subsidência junto ao fundo, porém de forma expressiva somente da isóbata de 70m até o limite externo do perfil, com espessura de aproximadamente 30m e com intensidade de ~ 5 cm/s, sendo esta camada bastante delgada e de pouca velocidade entre as isóbatas de 50 e 70m e nula próximo à costa. Mais próximo à superfície, velocidades negativas surgem em uma camada de Ekman muito robusta de pouco mais de 40m, intensificada a partir da isóbata de 40m.

O cenário total do Perfil A é formado, portanto, pela sobreposição de dois processos: próximo à costa ($H < 40\text{m}$) velocidades paralelas mais baixas constituem a zona friccional e, por todo o perfil, um fluxo geostrófico barotrópico positivo se desenvolve, devido ao soerguimento da superfície livre. A restrição do limite externo do perfil também não permite detectar a influência da corrente de contorno. Tanto junto ao fundo quanto à superfície, camadas de Ekman se desenvolvem também com divergência na isóbata de 40m, sendo a de superfície muito robusta e a de fundo mitigada pela espessura da camada de superfície. A maior robustez da camada de Ekman de superfície, em relação à camada de fundo, não fecha o balanço de momento na direção perpendicular à costa, indicando o padrão tridimensional do perfil.

Figure 4.18: Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o outono para o Perfil D.

O conjunto dos quatro perfis apresenta o quadro sinótico típico de outono para a Região Sul. Fluxos barotrópicos positivos ocorrem por toda a plataforma continental, com núcleo de velocidade entre as isóbatas de 40/50m até a de 90/100m, no que aqui foi chamado de "Corrente Costeira de Rio Grande" (CCRG). Desvios da forma de fluxo paralela à costa ocorrem como ajuste geostrófico às variações da orientação das isóbatas, as quais, apesar de não acentuadas, são decisivas na determinação do posicionamento tridimensional das correntes em uma plataforma marcada por baixas declividades e contornos batimétricos bastante paralelos à linha de costa. As velocidades perpendiculares apresentaram camadas de Ekman de superfície e de fundo com divergência por volta da isóbata de 40/50m, tendo seus fluxos balanceados em parte por fluxos integrados, devido à variação na orientação das isóbatas, o que caracteriza um padrão tridimensional, embora menos acentuado que no verão.

Essa circulação de subsidência de outono sobre a região de interesse é, assim como no verão, afetada por mudanças da tensão de cisalhamento do vento em escala temporal menor, típica de influência meteorológica direta (2 a 12 dias), relacionada à passagem de frentes frias sobre a região.

Durante o outono, a análise de séries temporais dos perfis, através de diagramas do tipo Hovmöller (não mostrados), pôde demonstrar, assim como no verão, que as maiores intensidades ocorrem durante as fases pré-frontal e frontal dos eventos. No entanto, a fase pré-frontal não fica bem marcada, estando representada por similaridade com as análises de verão.

Para analisar a estrutura tridimensional de velocidades nessa escala de tempo e a relação destas velocidades com o perfil de estratificação, serão apresentadas a seguir as velocidades perpendiculares U (acima), paralelas V (centro), ambas filtradas por filtro passa-banda de acordo com a seção 3.8, além da densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência pré-frontal e subsidência frontal entre os dias 19 e 22/05/1997.

O Perfil D apresenta evento de ressurgência (Figura 4.18 - esquerda) com uma camada de Ekman de superfície de aproximadamente 10m de espessura desde a isóbata de 40m até o limite externo do perfil, com velocidades de cerca de 5 cm/s. A camada de fundo é mal representada, com fluxos na parte superior da camada e em meia água, com velocidades de 5 cm/s.

As velocidades paralelas à costa são coerentes na vertical, indicando a atuação de correntes barotrópicas; as velocidades são negativas de pouco mais de 15 cm/s a partir da isóbata de 70m e velocidades quase nulas ocorrem próximo à costa, após um gradiente marcante.

O evento de subsidência do Perfil D (Figura 4.18 - direita) apresenta camada de Ekman superficial muito robusta, com espessura de cerca de 25m e camada de fundo delgada com espessura de pouco menos de 10m. Em meia água, o evento de subsidência reduz levemente a inclinação do jato geostrófico barotrópico.

As velocidades paralelas são positivas em todo o perfil, com até 25 cm/s, em acordo com o soerguimento do nível do mar durante subsidência, apresentando uma zona friccional junto à costa a partir da isóbata de 40m, além de serem mais intensas junto à camada de Ekman de superfície. Forte assimetria ocorre entre o evento de ressurgência e o de subsidência, com velocidades intensas e fluxos bem marcados ocorrendo durante subsidência, e fluxos difusos e com um forte gradiente anômalo no meio do perfil durante ressurgência.

O Perfil C apresenta evento de ressurgência (Figura 4.19 - esquerda) que mal pode ser dissociado do evento de subsidência anterior, com uma camada de Ekman de superfície robusta de aproximadamente 20m de espessura, desde a isóbata de 40m até o limite externo do perfil, com velocidades

Figure 4.19: Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o outono para o Perfil C.

negativas de subsidência de cerca de 15 cm/s. Junto à costa, onde o equilíbrio friccional é mais rapidamente atingido e a resposta ao vento é mais rápida, a camada de Ekman de superfície é de ressurgência, porém bastante limitada; já a camada de fundo inexistente.

As velocidades paralelas à costa mostram resposta à estratificação local, com velocidades negativas de cerca de 15 cm/s junto à costa até a isóbata de 60m, onde ocorre inclinação das isopícnais em direção à superfície. Mais ao largo, velocidades positivas de cerca de 20 cm/s ocorrem junto à superfície na mesma região das velocidades perpendiculares negativas e onde as isopícnais são inclinadas para o fundo, parecendo indicar a propagação inercial do evento de subsidência anterior.

O evento de subsidência do Perfil C (Figura 4.19 - direita) apresenta camada de Ekman de superfície de cerca de 10m mitigada junto à costa por velocidades integradas contrárias. As velocidades paralelas são coerentes na vertical e positivas, com cerca de 25 cm/s por todo o perfil, em acordo com o soerguimento do nível do mar durante subsidência.

Novamente, forte assimetria ocorre entre o evento de ressurgência e o de subsidência, com fluxos

Figure 4.20: Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o outono para o Perfil B.

bem marcados ocorrendo durante subsidência e fluxos difusos e com forte gradiente anômalo no meio do perfil durante ressurgência.

O Perfil B apresenta evento de ressurgência (Figura 4.12 - esquerda) com uma camada de Ekman de superfície de aproximadamente 15m de espessura, com velocidades de cerca de 10 cm/s por todo o perfil. A camada de fundo apresenta maior espessura (~20m), porém dispersa e com velocidades de somente 5 cm/s.

As velocidades paralelas à costa apresentam cisalhamento junto ao fundo e velocidades negativas de pouco mais de 15 cm/s, em acordo com um rebaixamento do nível do mar. Junto à superfície, porém, as velocidades apresentam valores nulos no meio do perfil.

O evento de subsidência do Perfil B (Figura 4.20 - direita) apresenta camadas de Ekman robustas e bem marcadas, com espessuras de 30m tanto em superfície quanto junto ao fundo, com velocidades de 10 e 15 cm/s, respectivamente. As velocidades paralelas são positivas por todo o perfil, em acordo com o soerguimento do nível do mar durante subsidência, apresentando núcleo de máximas velocidades

Figure 4.21: Seções verticais de velocidades horizontais U (acima), V (centro) e densidade (abaixo), para os eventos de ressurgência (esquerda) e subsidência (direita) durante o outono para o Perfil A.

junto à costa, na região de maior retração das isopícnais, com cerca de 60 cm/s.

Assim como nos perfis anteriores, forte assimetria ocorre entre o evento de ressurgência e o de subsidência, com fluxos bem marcados ocorrendo durante subsidência e fluxos difusos e com valores anômalos no meio do perfil durante ressurgência.

O Perfil A apresenta evento de ressurgência (Figura 4.21 - esquerda) com uma camada de Ekman de superfície delgada, com pouco menos de 10m de espessura, de baixas velocidades, com cerca de 5 cm/s. A camada de fundo é semelhante, com velocidades e espessura diminuindo em direção à costa.

As velocidades paralelas à costa são negativas, de pouco mais de 15 cm/s, em acordo com um rebaixamento do nível do mar. Novamente, porém, velocidades anômalas desconfiguram o perfil junto à superfície.

O evento de subsidência do Perfil A (Figura 4.21 - direita) apresenta camadas de Ekman bastante robustas, com mais de 30m em superfície e cerca de 20m junto ao fundo, e velocidades de 15cm/s com divergência na isóbata de 40m. As velocidades paralelas são positivas por todo o perfil, em acordo

com o soerguimento do nível do mar durante subsidência, com núcleo de máximas velocidades entre as isóbatas de 40 e 70m.

Em todos os perfis foi observado, com isso, forte assimetria entre o evento de ressurgência e o de subsidência, com fluxos bem marcados ocorrendo durante subsidência e fluxos difusos e com valores anômalos no meio do perfil durante ressurgência.

O conjunto dos quatro perfis (Figuras 4.18 a 4.21) apresenta o quadro sinótico típico de eventos meteorológicos de outono para a Região Sul.

Nesta escala de tempo, pôde ser observada forte assimetria entre o evento de ressurgência e o de subsidência, com fluxos fortes e bem marcados ocorrendo durante subsidência e não na ressurgência. Esta relação parece indicar a incapacidade do evento de ressurgência de se sobrepor à forte circulação sazonal de subsidência, diferentemente do período de verão, onde os eventos de subsidência, embora pouco intensos, ficaram bem marcados. No entanto, este padrão pode ser apenas uma resposta direta à forçante atmosférica, a qual apresentaria eventos assimétricos nesta estação do ano.

Durante subsidência, camadas de Ekman de superfície, com espessura da ordem de 25m a 30m e com velocidades intensas de até 20 cm/s, geralmente ocorrem com divergência na isóbata de 40m. Camadas de Ekman de fundo também se desenvolvem, menos robustas porém tão intensas quanto as de superfície. Já as velocidades paralelas são muito intensas, com máximas de mais de 60cm/s, bastante homogêneas por todo o perfil, com exceção das menores velocidades encontradas junto à costa, na zona dominada por fricção.

Capítulo 5

CONCLUSÕES

Um claro padrão sazonal na circulação gerada pelo vento foi observado para a plataforma continental da Região Sul do Brasil, com fluxos para sul e para o largo durante o verão, e para norte e em direção à costa durante o outono, causando ressurgência com fluxos de fundo em direção à costa durante o verão, e subsidência com fluxos de fundo em direção ao largo durante o outono (Figuras 4.9 e 4.17), além da migração meridional das águas da plataforma continental (Figuras 4.2 , 4.3, 4.6, 4.7, 4.15 e 4.16).

Associado a esse padrão de circulação sazonal, a estratificação vertical de densidade aumenta com o aquecimento na superfície durante o verão e a ressurgência de águas frias junto ao fundo, decrescendo com a chegada do outono por resfriamento da superfície e aumento da mistura vertical devido à intensificação dos ventos, além da subsidência gerada pelos ventos forçando águas menos densas sobre mais densas. A estratificação vertical de densidade, com isso, é intensa durante o verão, com exceção da região de afloramento de isopícnais; durante o outono, a estratificação é horizontal, com homogeneidade vertical e isolinhas de densidade paralelas à costa, aumentando de valor em direção ao largo.

Durante o verão, jatos ageostróficos costeiros fracos ocorrem junto à costa nas regiões de mais baixa declividade (Perfis A e C) e jatos geostróficos baroclínicos paralelos à costa, criados pela inclinação das isopícnais de ressurgência, se desenvolvem por toda a região de interesse, por volta de 40 a 60m de profundidade, intensificando-se junto ao Cabo de Santa Marta (28°S) e ao promontório gaúcho (31°S), devido ao aumento da declividade batimétrica (Perfis B e D), o que caracteriza um padrão

tridimensional da estrutura de velocidades (Figuras 4.6, 4.7 e 4.9). Por toda a plataforma continental, fluxos barotrópicos em direção ao sul se estabelecem como ajuste geostrófico ao rebaixamento do nível do mar junto à costa, típico de ressurgência.

Para a região ao sul do Cabo de Santa Marta, fluxos integrados em direção à costa acentuam a ressurgência. Além disso, a mudança brusca da linha de costa parece provocar o destacamento do jato baroclínico da costa, com meandramento em direção ao sul e ao largo. Já ao sul do promontório gaúcho, o jato baroclínico afasta-se da costa seguindo as isóbatas.

Durante o outono, fluxos barotrópicos ocorrem em toda a plataforma continental, com cisalhamento lateral de velocidades da costa até a isóbata de 40/50m, com velocidades intensas de sul para norte, no que aqui foi chamado de "Corrente Costeira de Rio Grande" (CCRG) (Figuras 4.14 e 4.17). Desvios da forma de fluxo paralela à costa ocorrem como ajuste geostrófico às variações da orientação das isóbatas.

As velocidades perpendiculares apresentam camadas de Ekman de superfície e de fundo com divergência por volta da isóbata de 40/50m, tendo seus fluxos balanceados em parte por fluxos integrados, o que caracteriza um padrão tridimensional, embora menos acentuado do que no verão.

Estes resultados indicam que a circulação sazonal gerada pelo vento na Região Sul do Brasil é fortemente tridimensional, devido à interação da circulação com a configuração topográfica da região de interesse, que conta com um cabo, um promontório e duas reentrâncias costeiras, as quais, apesar de não acentuadas, são decisivas na determinação do posicionamento tridimensional das correntes em uma plataforma marcada por baixas declividades e contornos batimétricos bastante paralelos à linha de costa.

Essa circulação sazonal sobre a região de interesse é ainda afetada por mudanças da tensão de cisalhamento do vento em escala temporal menor, típica de influência meteorológica direta (2 a 12 dias), relacionada à passagem de frentes frias sobre a região.

Nesta escala de tempo, durante o verão, camadas de Ekman de superfície e de fundo delgadas, pouco intensas e com divergência junto à costa se desenvolvem simetricamente, fechando o balanço de momento na direção perpendicular à costa e gerando um predomínio do padrão bidimensional na estrutura de velocidades. Já as velocidades paralelas apresentam comportamento muito significativo, com intensificação dos jatos baroclínicos durante eventos de ressurgência e atenuação durante subsi-

dência, sempre de forma sobreposta aos fluxos barotrópicos por todo o perfil (Figuras 4.10 a 4.13).

Durante o outono, camadas de Ekman de superfície e de fundo bastante robustas se desenvolvem quase simetricamente, atestando também um predomínio do padrão bidimensional na estrutura das correntes, com velocidades intensas e divergência na isóbata de 40m. Já as velocidades paralelas apresentam velocidades muito intensas e bastante homogêneas por todo o perfil, com exceção das menores velocidades encontradas entre a costa e a divergência costeira (Figuras 4.18 a 4.21).

Com isso, pode-se definir que a plataforma interna, considerada aqui como a zona entre a costa e a divergência costeira do transporte de Ekman, onde a fricção é importante no balanço de momento, diferentemente da zona dominada por ondas longas e fluxos geostróficos, onde a força friccional passa a ser secundária, tem sua extensão variável temporalmente.

Seu limite encontra-se na isóbata de 25/30m durante o verão, quando a divergência costeira provoca ressurgência de águas mais densas ao largo desta isóbata, isolando águas verticalmente homogêneas entre a frente de ressurgência e a costa. Já durante o outono, com o aumento de espessura da camada de Ekman de superfície, seu limite ocorre na isóbata de 40/45m, onde a divergência costeira força águas menos densas sobre mais densas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allen, J. S. (1980). Models of the wind-driven currents on the continental shelf. *Annual Review Fluid Mechanics*, 12: 389-433.

Allen, J. S. (1982). Storm sequences in shallow water. In: *Sedimentary Structures: their character and physical basis*. Developments in Sedimentology, 30: 471-506. Elsevier. Amsterdam.

Allen, J. S.; Beardsley, R. C.; Blanton, J. O.; Biocourt, W. C.; Butman, B.; Coachman, L. K.; Huyer, A.; Kinder, T. H.; Royer, T. C.; Schumacher, J. D.; Smith, R. L. and Struges, W. (1983). Physical oceanography of continental shelves. *Review of Geophys. Space Phys.*, 21(5): 1149-1181.

Allen, J. S.; Newberger, P. A. and Federiuk, J. (1995). Upwelling circulation on the Oregon continental shelf. Part I: Response to idealized forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 25: 1843-1866.

Allen, J. S. and Newberger, P. A. (1996). Downwelling circulation on the Oregon continental shelf. Part I: Response to idealized forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 26: 2011-2035.

Atkinson, L. P.; Lee, T. N.; Blanton, J. O. and Chandler, W. S. (1983). Climatology of the Southeastern United States Continental Shelf Waters. *Journal of Geophysical Research*, 88(C8): 4705-4718.

Austin, J. A. and Lentz, S. J. (2002). The inner shelf response to wind-driven upwelling and downwelling. *Journal of Physical Oceanography*, 32: 2171-2193.

Barth, J. A. and Smith, R. L. (1998). Separation of a coastal upwelling jet at Cape Blanco, Oregon, USA. *South African Journal of Marine Science*, 19: 5-14.

Blogg, H. (2001). The Teignmouth Model - validation and evaluation of Delft 3D with COAST3D main campaign data. *Delft Hydraulics Report* 2394-20.

Blumberg, A. F. and Kantha, L. H. (1985). Open boundary conditions for circulation models. *Journal of Hydraulic Engineering*, 11: 237-255.

- Blumberg, A. F. and Mellor, G. L. (1980). A coastal ocean numerical model. In: *Mathematical Modelling of Estuarine Physics*. Proc. Int. Symp. Hamburg 1978. Ed. J. Sunderman and K.P. Holtz. Springer-Verlag. Berlim. pp 203-214.
- Blumberg, A. F. and Mellor, G. L. (1987). A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: *Three-dimensional Coastal Ocean Models*. Vol.4. Ed. N. Heaps. American Geophysical Union, Washington, DC. pp 208.
- Bowden, K. F. (1983). *Physical oceanography of coastal waters*. New York. Halsted Press. 302 pp.
- Bryan, K. (1969). A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *Journal of Comput. Physics*, 4(3): 347-376.
- Brink, K. H. (1991). Coastal-trapped waves and wind-driven currents over the continental shelf. *Annual Review Fluid Mechanics*, 23: 389-412.
- Campos, E. J. D.; Lorenzzetti, J. A.; Stevenson, M. R.; Stech, J. L. and Souza, R. B. (1996). Penetration of waters from the Brazil-Malvinas Confluence region along the South American Continental Shelf up to 23°S. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(1): 49-58.
- Campos, E. J. D.; Lentini, C. D.; Miller, J. L. and Piola, A. R. (1999). Interannual variability of the sea surface temperature in the South Brazil Bight. *Geophysical Research Letters*, 26 (14): 2061-2064.
- Castro, B. M.; Miranda, L. B. e Miyao, S. Y.(1987). Condições hidrográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba: variações sazonais e em média escala. *Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, 35(2): 135-151.
- Castelão, R. M. and Barth, J. A. (2005). The relative importance of wind strength and along-shelf bathymetric variations on the separation of a coastal upwelling jet. *Journal of Physical Oceanography*, 36: 412- 425.
- Castelo, J. P. e Möller Jr., O. O. (1977). Sobre as condições oceanográficas no Rio Grande do Sul. *Atlântica*, 2(2): 25-110.
- Castro, B. M. and Miranda, L. B. (1998). Physical oceanography of the Western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S, coastal segment (4,W). In: *The Sea*, Vol. 11. Eds. A. R. Robinson and K. H. Brink. John Wiley and Sons, Inc.. 209-251.
- Charney, J. G. (1955). Generation of oceanic currents by wind. *Journal of Marine Research*, 14: 477-498.

Cheng, R.T.; Burau, J.R. e Gartner, J.W. (1991). Interfacing data analysis and numerical modeling for tidal hydrodynamic phenomena. In: Tidal hydrodynamics, Parker, B.B. (Ed.), J.Wiley and Sons, pp 201-219.

Cheng, R.T.; Casulli, V. e Gartner, J.W. (1993). Tidal, Residual, Intertidal Mudflat (TRIM) model and its applications to San Francisco Bay, California. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 36. pp 235-280.

Ciotti, A. M.; Odebrecht, C.; Fillman, G. and Möller, O. O. (1995). Freshwater outflow and subtropical convergence influence on the phytoplankton biomass on the Southern Brazilian Continental Shelf. Continental Shelf Research, 15(14): 1734-1756.

Climanálise (1986). Boletim de Monitoramento e Análise Climática, número especial. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - MCT/INPE.

Corrêa, I. C. S.; Martins, L. R. S.; Ketzer, J. M. M.; Elias, A. R. D. e Martins, R. (1996). Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental sul e sudeste do Brasil. Notas técnicas, 09: 51-61. Centro de estudos de geologia costeira e oceânica. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Cox, M. D. (1984). A primitive equation 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Technical Report (1). Geophysical Fluid Dynamics Laboratory / NOAA. Princeton University, New Jersey, USA. 143 pp.

Csanady, G. (1976). Mean circulation on shallow seas. Journal of Geophysical Research, 81: 5389-5399.

Csanady, G. (1982). Circulation in the coastal ocean. D. Reidi. 279 pp.

Csanady, G. (1997). On the theories that underlie our understanding of continental shelf circulation. Journal of Oceanography, 53: 207-229.

Dale, A. C. and Barth, J. A. (2001). The hydraulics of an evolving upwelling jet flowing around a cape. Journal of Physical Oceanography, 31: 226-243.

Ekman, V. W. (1905). On the influence of earth's rotation on ocean currents. Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik, 2(11). 52 pp.

Emery, W. J. and Thompson, R. E. (1997). Data analysis methods in Physical Oceanography. Pergamon Press, Oxford. 634 pp.

Ferreira, C. C. (1989). Ciclogêneses e ciclones extratropicais na Região Sul-Sudeste do Brasil e suas influências no tempo. INPE - 4812 - TDL/359.

- Figueiredo, A. G. (1980). Response of water column to strong wind forcing, Southern Brazilian Inner Shelf: implications for sand ridge formation. *Marine Geology*, 35: 367-376.
- Flather, R. A. (1976). A tidal model of the northwest European continental shelf. *Mem. Soc. R. Sci. Liege, Ser. 6* (10): 141-164.
- Framiñan, M. B.; Etala, M.; Acha, E. M.; Guerrero, R. A.; Lasta, C. A. and Brown, O. B. (1999). Physical characteristics and processes of Rio de La Plata estuary. In: *Estuaries of South America*. Eds. G. Perillo, M. Piccolo and M. Pino-Quivira. Springer. pp 161-194.
- Galo, J. (1988). *Corpos de deriva e tendência de circulação de superfície das águas sobre a margem continental da costa sul e sua correlação às condições ambientais*. Tese de doutoramento. Depto. de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. São Paulo, Brasil.
- Gan, J. and Allen, J. S. (2002 a). A modeling study of shelf circulation off northern California in the region of the Coastal Ocean Dynamics Experiment: Response to relaxation of upwelling winds. *Journal of Geophysical Research*, 107 (C9), 3123.
- Gan, J. and Allen, J. S. (2002 b). A modeling study of shelf circulation off northern California in the region of the Coastal Ocean Dynamics Experiment, 2: Simulations and comparison with observations. *Journal of Geophysical Research*, 107 (C11), 3184.
- Gan, M. A. and Rao, V. B. (1991). Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119: 1293-1302.
- Garratt, J. R. (1977). Review of drag coefficients over oceans and continents. *Monthly Weather Review*, 105: 915-929.
- Garvine, R. (1999). Penetration of buoyant coastal discharge onto the continental shelf: A numerical model experiment. *Journal of Physical Oceanography*, 29: 1892-1909.
- Gill, A. E. and Schumann, E. H. (1974). The generation of long shelf waves by the wind. *Journal of Physical Oceanography*, 04: 83-90.
- Gill, A. E. and Schumann, E. H. (1979). Topographically induced changes in the structure of an inertial coastal jet: applications to the Agulhas Current. *Journal of Physical Oceanography*, 9: 975-991.
- Grant, W. D. and Madsen, O. S. (1986). The continental shelf bottom boundary layer. *Annual Review Fluid Mechanics*, 18: 265-305.

- Guerrero, R. A.; Acha, E. M.; Framiñan, M. B. and Lasta, C. A. (1997). Physical Oceanography of the Rio de La Plata Estuary, Argentina. *Continental Shelf Research*, 17 (7): 727-742.
- Hellerman, S. and Rosenstein, M. (1983). Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *Journal of Physical Oceanography*, 13: 1093-1104.
- Hubold, G. (1980). Hydrography and plankton off southern Brazil and Rio de La Plata, august-november 1977. *Atlântica*, 4: 1-22.
- Huyer, A. (1983). Coastal upwelling in the California Current system. *Progress in Oceanography*, 12: 259-284.
- Huthnance, J. (1975). On trapped-waves over a continental shelf. *Journal of Fluid Mechanics*, 69 (4): 689-704.
- Kelly, K. A. (1985). The influence of winds and topography on the sea surface temperature patterns over the Northern California shelf. *Journal of Geophysical Research*, 90: 11783-11798.
- Kowalik, Z. and Murty, T. S. (1993). Numerical modeling of ocean dynamics. *Advanced Series on Ocean Engineering*, Vol.5. World Scientific. 481 pp.
- Large, W. G. and Pond, S. (1981). Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal of Physical Oceanography*, 11:324-336.
- Lee, T. N. and Atkinson, L. P. (1983). Low-frequency current and temperature variability from Gulf Stream frontal eddies and atmospheric forcing along the southeast U.S. outer continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 88: 4541-4568.
- Lee, T. N.; Atkinson, L. P. and Legeckis, R. (1981). Observations of a Gulf Stream frontal eddy on the Georgia continental shelf, April 1977. *Deep Sea Research*, 28A: 347-378.
- Lentz, S. J. (1994). Current Dynamics over the Northern California Inner Shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 24: 2461-2478.
- Lentz, S. J. (2001). The influence of stratification on the wind-driven cross-shelf circulation over the North Carolina shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 31: 2749-2760.
- Levitus, S. (1982). *Climatological Atlas of the World Oceans*. NOAA professional Paper. U. S. Government Printing Office. Washington D. C.. 173 pp.
- Levitus, S. and Boyer, T. P. (1994). *World Ocean Atlas 1994, Volume 4, Temperature*. NOAA Atlas, NESDIS (4). 117 pp.

Levitus, S.; Burgett, R. and Boyer, T. P. (1994). World Ocean Atlas 1994, Volume 3, Salinity. NOAA Atlas, NESDIS (3). 99 pp.

Lima, I. D. and Castelo, J. (1995). Distribution and abundance of Southwest Atlantic anchovy spawners (*Engraulius anchoita*) in relation to oceanographic processes on the southern Brazilian shelf. *Fishery Oceanography*, 4(1):1-16.

Lima, I. D.; Garcia, C. A. E. and Möller, O. O. (1996). Ocean surface processes on the Southern Brazilian Shelf: characterization and seasonal variability. *Continental Shelf Research*, 16(10): 1307-1317.

Luedemann, E. F. (1978). Contribuição ao estudo da variação da circulação em superfície no setor sul da plataforma continental brasileira na primavera. Dissertação de mestrado, Depto. de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. São Paulo, Brasil. 104 pg.

Madsen, O. S. (1976). Wave climate of the continental margin: elements of its mathematical description. In: *Marine Sediment Transport and Environment*. Ed. D. J. Stanley, D. J. P. Swift. Wiley-Interscience, New York. 602 pp.

Malone, F. D. (1968). An analysis of current measurements in Lake Michigan. *Journal of Geophysical Research*, 73: 7065-7081.

Martinsen, E. A. and Engendahl, H. (1987). Implementation and testing of a lateral boundary scheme as an open boundary condition in a barotropic ocean model. *Coastal Engineering*, 11: 603-627.

Matsuura, Y. (1986). Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da região sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta (SC). *Ciência e Cultura*, 38(8): 1439-1450.

Mellor, G. and Blumberg, A. (1985). Modeling vertical and horizontal diffusivities with the sigma coordinate system. *Monthly Weather Review*, 113: 1380-1383.

Mellor, G.; Ezer, T. and Oey, L. (1994). The pressure gradient conundrum of sigma coordinate ocean models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies*, 11: 1126-1134.

Mellor, G. and Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(4): 851-875.

Miranda, L. B. (1971). Relatório sobre as condições oceanográficas na plataforma continental do Rio Grande do Sul. Contrib. Instituto Oceanográfico Univ. São Paulo Ser. Oceanografia Física, 14. 183 pg.

- Miranda, L. B. (1972). Propriedades e variáveis físicas das águas da plataforma continental do Rio Grande do Sul. Tese de doutoramento, Instituto de Física da Universidade de São Paulo. São Paulo, Brasil. 127 pg.
- Mitchum, G. T. and A. J. Clarke (1986). The frictional nearshore response to forcing by synoptic scale winds. *Journal of Physical Oceanography*, 16: 934-946.
- Oey, L. (1996). Simulation of mesoscale variability in the Gulf of Mexico: Sensitivity studies, comparison with observations and trapped wave propagation. *Journal of Physical Oceanography*, 26(2): 145-175.
- Orlanski, I. (1976). A simple boundary condition for unbouded hyperbolic flows. *Journal of Comput. Physics*, 21: 251-269.
- Palma, E. D. and Matano, R. P. (1998). On the implementation of passive open boundary conditions to the Princeton Ocean Model: The barotropic mode. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C1): 1319-1341.
- Palma, E. D. and Matano, R. P. (2000). On the implementation of passive open boundary conditions to the Princeton Ocean Model: The three-dimensional case. *Journal of Geophysical Research*, 105 (C4): 8605-8627.
- Peffley, M. B. and O'Brien, J. J. (1976). A three-dimensional simulation of coastal upwelling off Oregon. *Journal of Physical Oceanography*, 6: 164-180.
- Pereira, C. S. (1989). Seasonal variability in the coastal circulation on the Brazilian continental shelf (29°S - 35°S). *Continental Shelf Research*, 9(3): 285-299.
- Pimenta, F. (2001). Estudo numérico da influência da descarga fluvial e dos ventos sobre a dinâmica da pluma do Rio da Prata. Dissertação de mestrado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 139 pg.
- Piola, A. R.; Campos, E. J. D.; Möller, O. O.; Charo, M. and Martinez, M. (2000). The Subtropical Shelf Front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research*, 105 (C3): 6565-6578.
- Satyamurty, P.; Ferreira, C. C. and Gan, M. A. (1990). Cyclonic vortices over South America. *Tellus*, 42A: 194-201.
- Schwing, F., Kjerfve, B. and Sneed, J. (1983). Nearshore currents on the South Carolina continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 88: 4719-4729.
- Scott, J. and Csanady, G. (1976). Nearshore currents off Long Island. *Journal of Geophysical Research*, 81: 5401-5409.

- Semter, A. J. (1974). A general circulation model for the World Ocean. Technical Report (9). Department of Meteorology, University of California, Los Angeles, USA. 99 pp.
- Smith, R. L. (1981). A comparison of the structure and variability of the flow field in three coastal upwelling regions: Oregon, Northwest Africa and Peru. In: Coastal Upwelling. Ed. F. A. Richards. American Geophysical Union. 107-118.
- Smagorinsky, J. (1963). General circulation experiments with the primitive equations: I - The basic experiment. *Monthly Weather Review*, 91: 99-164.
- Smith, S. W. (1997). The Scientist and Engineer's Guide to Digital Signal Processing. California Technical Publishing, California, U.S.A.. 640 pp.
- Soares, I. D. and Möller, O. O. (2001). Low-frequency currents and water mass spacial distribution on the Southern Brazilian Shelf. *Continental Shelf Research*, 21(16-17): 1785-1814.
- Soares, I. D. (2003). The Southern Brazilian Shelf Buoyancy-Driven Currents. Ph.D. Dissertation, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science - University of Miami. Miami, USA. 317 pp.
- Sommerfeld, A. (1949). Partial Differential Equations. Lectures on Teoretic Physics, Vol.6. Academic, San Diego, California.
- Souza, R. B. and Robinson, I. S. (2004). Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Continental Shelf Research*, 24: 241-262.
- Stanley, D. J. and Swift, D. J. P. (1976). Marine Sediment Transport and Environment. Eds. D. J. Stanley and D. J. P. Swift. Wiley-Interscience, New York. 602 pp.
- Sutherland, J. (2001). COSMOS modelling and the development of model performance statistics, Report TR121-ECMAST Project No MAS3-CT97-0086. HR Wallinford, UK, pp B4.1-B4.4.
- Swift, D. J. P. and Thorne, J. A. (1991). Sedimentation on continental margins. Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies and sequence stratigraphy. Ed. Swift, D. J. P., Oertel, G. F., Tillman, R. W. and Thorne, J. A. Special Publication International Association Sedimentologists, 14: 3-31.
- Van Rijn, L. C., Grasmeijer, B. T. and Ruessink, G. B. (2000). COAST3D, measurements errors of instruments for velocity, wave height, sand concentration and bed level in field conditions. Dep. of Physical Geography of University of Utrecht and Delft Hydraulics.
- Verber, J. L. (1966). Inertial currents in the Great Lakes. Proc. 9th Conf. Great Lakes Res., Great Lakes Res. Div. Public., 15: 375-379. University of Michigan.

- Walstra, L.C.; Van Rijn, L.C.; Blogg, H. e Van Ormondt, M. (2001). Evaluation of a hydrodynamic area model based on the COAST3D data at Teignmouth 1999, Report TR121-ECMAST Project No MAS3-CT97-0086. HR Wallinford, UK, pp D4.1-D4.4.
- Warner, J. C.; Geyer, W. R. and Lerczak, J. A. (2005). Numerical modeling of an estuary: a comprehensive skill assessment. *Journal of Geophysical Research*, 110: C05001.
- Willmott, C.J.(1981). On the validation of models. *Physical Geography*, 2(2):184-194. V.H.Winston & Sons.
- Winant, C. D. (1980). Coastal circulation and wind-induced currents. *Annual Review Fluid Mechanics*, 12: 271-301.
- Winant, C. D. e Beardsley, R. C. (1979). A comparison of some shallow wind-driven currents. *Journal of Physical Oceanography*, 09: 218-220.
- Wright, L. D. (1995). *Morphodynamics of inner continental shelves*. CRC Press, Boca Raton, Florida. 241 pp.
- Yelland, M. and Taylor, P. K. (1996). Wind stress measurements from the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 26(4): 541-558.
- Yoshida, K. (1967). Circulation in eastern tropical oceans with special references to upwelling and undercurrents. *Japanese Journal of Geophysics*, 4: 4-75.
- Zavialov, P. O. and Möller, O. O. (2000). Modeling and observations of currents off Southern Brazil and Uruguay: the Rio Grande Current. In: *Oceanic fronts and related phenomena. Proceedings of the Fedorov International Memorial Symposium*. IOC Workshop Report, 159: 612-617. UNESCO, Moscow.
- Zavialov, P. O.; Möller, O. O. and Campos, E. J. D. (2002). First direct measurements of currents on the continental shelf of Southern Brazil. *Continental Shelf Research*, 22: 1975-1986.
- Zavialov, P. O.; Wainer, I. and Absy, J. M. (1999). Sea surface temperature variability off southern Brazil and Uruguay as revealed from historical data since 1854. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C9): 21021-21032.
- Zembruski, S. (1979). Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. *Projeto REMAC*, 7: 129-174. Rio de Janeiro.