

NOTA SOBRE A VARIAÇÃO SAZONAL DA CIRCULAÇÃO GEOSTRÓFICA NA BORDA DA PLATAFORMA CONTINENTAL: CABO DE SÃO TOMÉ (RJ) E A BAÍA DE GUANABARA (RJ)

Ademildes Maria PAVIGLIONE & Luiz Bruner de MIRANDA

Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

Synopsis

Five-nearly-synoptic spatial oceanographic observations, taken from January, 1970 to February, 1971, in the region between Cape of São Tomé and Guanabara Bay, are used to describe the seasonal circulation and flow conditions of the Brazil Current, close to the continental slope. The relative geostrophic velocities were calculated over isanosteric surfaces, according to the method suggested by Montgomery (1937). The precision of the method has been analysed, on the basis of the propagation of the instrumental errors for temperature, salinity and depth to the specific volume anomaly and acceleration potential, leading to a precision of about $\pm 3,0 \text{ cm s}^{-1}$, for the relative speed, and a maximum of $\pm 2,5 \text{ Sv}$, for the volume transport through a transversal section. The surface geostrophic currents, computed with reference to the isanosteric surface of the 100 cl ton^{-1} , are generally stronger through the sections east of Cabo Frio, where they reach maximum values ($\sim 90 \text{ cm s}^{-1}$) on the edge of the continental shelf during the summer, and values up to 86 cm s^{-1} occur in the winter further offshore, at distances from the coast higher than 140 km. The T-S diagrams show the details of the flow distributions on characteristic classes and the fact that 50% of the net flow transports the Tropical Water Mass, above the 220 cl ton^{-1} isanosteric surface. The variations of the total transport flow in the water column, from the surface to the reference isanosteric surface, were analysed to estimate the transport-per-unit-width.

Descriptors: Geostrophic currents, Geostrophic circulation, Geostrophic transport, Geostrophic velocity, Volume transport, T-S diagrams, Seasonal variations, Thermosteric anomalies, Continental shelf break, Oceanic Zone, Coastal zone, Brasil Current, Southern Brazil.

Descritores: Correntes geostróficas, Circulação geostrófica, Transporte geostrófico, Velocidade geostrófica, Transporte de volume, Diagramas T-S, Variações sazonais, Anomalias termostéricas, Borda da plataforma continental, Zona oceânica, Zona costeira, Corrente do Brasil, N/Oc. "Prof. W. Besnard", Cabo de São Tomé: RJ, Baía de Guanabara: RJ, Costa sudeste: Brasil.

Introdução

As características gerais de condições oceanográficas das águas oceânicas e adjacentes à região costeira que propomos estudar (Fig. 1) foram apresentadas nos trabalhos pioneiros de Bönnecke (1936) e Schumacher (1943), graças principalmente aos resultados da Expedição Alemã a bordo do R/V "Meteor". Posteriormente, já abordando aspectos da oceanografia regional brasileira, pudemos contar com os trabalhos de Emilsson (1959; 1961), Murano (1963), Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha (Brasil, 1957; 1960), Mascarenhas *et al.* (1971), Miranda *et al.* (1970), Luedemann & Rock (1971), Signorini (1976; Publ. n. 615 do Inst. oceanogr. da Usp.

1978) e Mesquita *et al.* (1977). Nesses trabalhos, ficou demonstrada a complexidade das características oceanográficas dessa região.

Com o intuito de ampliar os conhecimentos das condições oceanográficas da região adjacente a Cabo Frio, este trabalho apresenta um estudo da variação sazonal de características oceanográficas — circulação e transporte geostrófico — das águas da região de transição entre a plataforma e o talude continental, entre o Cabo de São Tomé e a Baía de Guanabara.

Cinco períodos de observações oceanográficas espaciais quase sinóticas, realizadas de janeiro de 1970 a fevereiro de 1971, na região entre Cabo de São Tomé e a Baía de Guanabara, são usadas pa-

ra descrever a circulação sazonal e as condições do fluxo da Corrente do Brasil próximo à plataforma continental. As velocidades geostróficas relativas foram calculadas sobre superfícies isanostéricas, de acordo com o método sugerido por Montgomery (1937) e Montgomery & Wooster (1954). Os resultados obtidos são apresentados e analisados segundo a proposição de Montgomery & Stroup (1962), a qual permite uma análise das características do movimento geostrófico sobre o diagrama T-S.

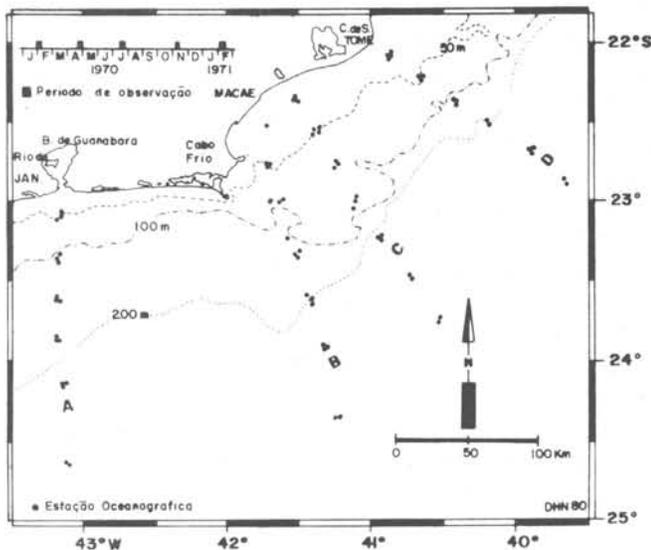


Fig. 1. A região e a localização das estações oceanográficas.

Métodos e técnicas

Os dados hidrográficos foram obtidos a bordo do N/Oc. "Prof. W. Besnard", do Instituto Oceanográfico da USP, ao longo da costa do Estado do Rio de Janeiro. As estações oceanográficas foram realizadas através do método clássico, com garrafas-de-Nansen e com termômetros de reversão. A temperatura (T), obtida através da leitura desses instrumentos, foi devidamente corrigida devido aos efeitos da dilatação térmica e do erro índice. A salinidade (S) foi obtida através da razão da condutividade elétrica (R_t) medida com salinômetro indutivo. A R_t foi convertida em salinidade através das Tabelas Oceanográficas Internacionais. As profundidades de amostragem foram indicadas pelo comprimento do cabo do guincho hidrográfico, devidamente corrigido.

Como é usual em oceanografia, a variação espacial das propriedades oceanográficas, amostradas discretamente, e a circulação calculada indiretamente pe-

lo método dinâmico são representadas graficamente por meio de secções verticais.

O método para o cálculo (indireto) das correntes a partir da distribuição de massa (densidade) foi estabelecido no trabalho pioneiro de Sandström & Helland-Hansen (1903). Na equação deduzida por esses pesquisadores, a velocidade é determinada a partir de gradientes da profundidade ou altura dinâmica (ΔD), supondo-se conhecido o volume específico da água do mar (α) ou sua anomalia (δ), em função das variáveis T e S observadas em função da profundidade. Esse método permite a estimativa das componentes do movimento geostrófico, relativamente a superfícies isobáricas.

Neste trabalho, a corrente geostrófica foi calculada sobre superfície isanostérica, de igual anomalia termostérica ($\delta_T = \text{cte}$), segundo a proposição de Montgomery (1937).

Modelo geostrófico - Método de Montgomery

As correntes geostróficas relativas a superfícies isanostéricas foram obtidas a partir do termo ($\Delta D + \delta p$), onde ΔD é a anomalia da profundidade dinâmica, δ é a anomalia do volume específico e p é a pressão.

Esse termo foi denominado de "aceleração potencial" (Montgomery & Spilhaus, 1941) e pode ser obtido da definição da anomalia da profundidade dinâmica ($\Delta D = - \int_0^p \delta dp$), efetuando-se uma mudança na variável de integração, isto é, da pressão p para a anomalia do volume específico, δ .

$$\Delta D(\delta) + \delta p = \int_{\delta_0}^{\delta} p d\delta, \quad (1)$$

onde δ_0 = valor da superfície isanostérica na superfície do mar ($p = 0$)

δ = valor da superfície isanostérica à pressão p .

Com a pressão expressa em decibares (dbar) e a anomalia do volume específico em centilitros por tonelada (cl ton^{-1}), obtêm-se a aceleração potencial em ergs por grama (erg g^{-1}).

Nas equações a seguir, a anomalia do volume específico (δ) foi substituída pela anomalia termostérica (δ_T) porque a influência da pressão sobre a anomalia do volume específico é negligenciável para cálculos hidrostáticos, para profundidades inferiores a 600 m.

Conhecendo-se a distribuição da pressão sobre as superfícies isanostéricas em secções verticais, a integração da equação (1) pode ser efetuada por métodos numéricos.

Considerando-se as hipóteses do movimento geostrófico e admitindo que as superfícies isanostéricas são invariantes ao longo do eixo Ox, segundo a proposição de Montgomery (1937), a velocidade geostrófica sobre uma superfície isanostérica (δ_T), relativamente à superfície isanostérica na superfície do mar (δ_0), pode ser estimada por:

$$u(\delta_0) - u(\delta_T) = -\frac{1}{f} \frac{d}{dy} (\Delta D + \delta_T p), \quad (2)$$

onde:

- u = velocidade geostrófica na direção Ox
- $f = 2\Omega \sin \theta$ (parâmetro de Coriolis)
- Ω = velocidade angular da Terra
- θ = latitude geográfica
- y = distância ao longo do eixo Oy (ortogonal a Ox)

Uma ligeira alteração foi feita na equação (2) de modo que a velocidade geostrófica pudesse ser calculada sobre qualquer superfície isanostérica de referência. Com essa modificação, cujos detalhes podem ser obtidos em Miranda & Castro Filho (1979), a equação da velocidade geostrófica torna-se:

$$u(\delta_0) - u(\delta_{T_r}) = -\frac{1}{f} \frac{d}{dy} (\Delta D(\delta_{T_r}) + \delta_{T_r} p_r), \quad (3)$$

e a aceleração potencial,

$$\Delta D(\delta_{T_r}) + p_r \delta_{T_r} = \int_{\delta_0}^{\delta_{T_r}} p d\delta_T, \quad (4)$$

onde δ_{T_r} e p_r indicam os valores da anomalia termostérica e da pressão, respectivamente, sobre a superfície isanostérica de referência.

Subtraindo a equação (2) da (3), obtêm-se:

$$u(\delta_T) - u(\delta_{T_r}) = \frac{1d}{fdy} (\Delta D(\delta_T) - \Delta D(\delta_{T_r}) + \delta_T p - \delta_{T_r} p_r) \quad (5)$$

e pela subtração da equação (4) da (1), obtemos:

$$\Delta D(\delta_T) - \Delta D(\delta_{T_r}) + \delta_T p = \delta_{T_r} p_r + \int_{\delta_0}^{\delta_T} p d\delta_T - \int_{\delta_0}^{\delta_{T_r}} p d\delta_T, \quad (6)$$

ou, aplicando-se a propriedade aditiva à primeira integral do segundo membro dessa equação, ou seja,

$$\int_{\delta_0}^{\delta_T} p d\delta_T = \int_{\delta_0}^{\delta_{T_r}} p d\delta_T + \int_{\delta_{T_r}}^{\delta_T} p d\delta_T,$$

segue-se que a equação (6) se reduz a:

$$\Delta D(\delta_T) - \Delta D(\delta_{T_r}) + \delta_T p = \delta_{T_r} p_r + \int_{\delta_{T_r}}^{\delta_T} p d\delta_T. \quad (7)$$

Assim, com a utilização das equações acima, foi possível estimar a velocidade geostrófica sobre qualquer superfície isanostérica, em relação à superfície isanostérica de referência; o sentido do movimento é dado pelos sinais do gradiente da aceleração potencial e do parâmetro de Coriolis (f). Utilizando-se f em s^{-1} e a distância entre as estações em cm, a diferença da velocidade será em $cm s^{-1}$.

Como superfície isanostérica de referência, escolheu-se $\delta_{T_r} = 100 \text{ cl ton}^{-1}$, pois essa superfície manteve-se praticamente paralela à superfície isobárica de 590 dbar. Essa escolha é considerada satisfatória, porque, além de estar abaixo da termoclina permanente, é adequadamente profunda para estimar a corrente geostrófica nas camadas superiores. Para contornar as dificuldades no cálculo das correntes onde as profundidades eram menores que a profundidade da superfície de referência selecionada, o bloco de terra sólido foi substituído por uma massa de água imaginária em re-

pouso. Logo, nesses níveis, as superfícies isanostéricas foram consideradas linhas de nível e foram extrapoladas a partir do ponto de intersecção das linhas isanostéricas do oceano real com o fundo submarino. Esta forma de extrapolação foi originalmente proposta por Helland-Hansen (1934) e apresentada por Sverdrup, Johnson & Fleming (1942).

A representação gráfica da velocidade geostrófica utilizada neste trabalho é aquela sugerida por Montgomery & Stroup (1962). Nessa representação, a variação da velocidade com a profundidade é dada por meio de faixas verticais, centradas simetricamente no ponto médio dos pares de verticais utilizadas nos cálculos; a largura da faixa é proporcional à velocidade, que deve ser interpretada como representativa para o valor médio entre as verticais consideradas.

Para o cálculo do transporte de volume (ϕ_V) associado ao movimento geostrófico, utilizou-se a integração numérica da equação

$$\phi_V = L \int_0^{z_r} u(z) dz \quad (8)$$

onde L é a distância entre os pares de estações utilizados no cálculo da velocidade geostrófica, $u(z)$, e z_r é a profundidade da linha isanostérica de referência. Neste trabalho, de acordo com a prática usual, adotaremos como unidade de transporte de volume o Sverdrup (1 Sverdrup = 1 Sv = $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

O método de representar o transporte de volume sob a forma de uma distribuição bivariada é uma inovação introduzida na literatura oceanográfica por Montgomery & Stroup (1962). Nesse método, o transporte é distribuído sobre o diagrama T-S em correspondência com classes convenientemente escolhidas e delimitadas por intervalos de anomalia termostérica e de salinidade. Levando-se em conta a amplitude da variação dessas propriedades da água do mar, para a região em estudo, essas classes foram selecionadas com amplitudes de

$$\Delta\delta_T = 40 \text{ cl ton}^{-1} \quad \text{e} \quad \Delta S = 0,2\text{‰}$$

Estimativa do erro cometido no cálculo das correntes geostróficas

Uma estimativa do erro cometido quando da determinação da componente geostrófica do movimento, pelo método utilizado neste trabalho, foi estabelecida a par-

tir do conhecimento dos valores iniciais das variáveis independentes, medidas no oceano, e dos correspondentes desvios (erro instrumental), levando-se em conta as técnicas utilizadas nas medições. Essa estimativa é de fundamental importância pois indica o intervalo de confiança que deve ser creditado aos resultados.

Considerando-se as técnicas e métodos utilizados para a redução das variáveis (T,S,p), foram atribuídos a elas os seguintes erros instrumentais:

$$dT = \pm 0,02 \text{ °C}; \quad dS = \pm 0,003\text{‰};$$

$$dp = \pm 0,5\%.$$

Introduzindo os valores dos erros instrumentais das variáveis independentes nas fórmulas de propagação de erros, foi possível estimar os seguintes desvios (Paviglione, 1983): do volume específico da água do mar $d\alpha = \pm 4,7 \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$, e conseqüentemente, da anomalia do volume específico (δ) e da anomalia termostérica (δ_T), $d\delta = d\delta_T = \pm 4,7 \times 10^{-1} \text{ cl ton}^{-1}$; da aceleração potencial = $\pm 2,8 \times 10^2 \text{ erg g}^{-1}$; da velocidade geostrófica $du = \pm 3 \text{ cm s}^{-1}$, e desvio do transporte de volume (relativo à secção de área máxima)

$$d\phi_V = \pm 2,5 \text{ Sv}.$$

Além dos erros instrumentais, a amplitude dos intervalos de integração é importante para fazer uma estimativa da velocidade geostrófica e dos correspondentes transportes de volume, por causa dos erros da integração numérica da pressão em relação à anomalia termostérica.

Para examinar os efeitos dos erros de integração, calcularam-se três conjuntos de valores de velocidade: com baixa resolução, usando intervalos de anomalia termostérica de 40 cl ton^{-1} , e para alta resolução, com intervalos de 10 e 20 cl ton^{-1} . Os resultados estão representados na Tabela 1. Estes resultados mostram que, na maioria dos casos, as velocidades calculadas com essas resoluções apresentam diferenças próximas da incerteza ocasionada pelo erro instrumental ($du = \pm 3 \text{ cm s}^{-1}$). A concordância não é boa para pares de estações próximas à plataforma continental, onde foi necessária a extrapolação do campo de massa, para a manutenção do mesmo nível de referência; nesses casos a diferença chega a ser próxima a 50%.

Tabela 1. Comparação da velocidade geostrófica, calculada para os casos de alta e baixa resolução vertical. Velocidade (em cm s^{-1}) e anomalia térmica (em cl ton^{-1}), para a secção C - julho/70

Estações:	1073 - A			A - 1074			1074 - B			B - 1075			1075 - C			C - 1076		
$\delta_T \Delta\delta_T =$	10	20	40	10	20	40	10	20	40	10	20	40	10	20	40	10	20	40
sup.	31	24	18	38	37	34	56	54	37	67	69	66	50	50	52	51	50	45
270													50			50		
260				38	37	34	56	54	37	64	67	64	46	46	50	47	46	49
250	31			37			54			62			43			44		
240	29	20		35	35		52	50		61	62		40	39		40	40	
230	28			34			50			59			36			37		
220	26	17	15	32	32	28	48	46	28	57	59	55	33	33	37	34	33	36
210	24			30			46			55			29			30		
200	22	13		28	28		44	41		53	54		26	26		27	27	
190	13			26			41			50			22			23		
180	10	8	6	23	23	16	38	35	17	46	48	44	18	18	20	19	19	20
170	7			20			34			42			14			15		
160	4	3		17	18		29	26		38	39		11	11		11	11	
150	1			13			24			32			8			8		
140				10	13	5	20	18	5	25	25	18	5	6	6	5	5	5
130				8			16			17			3			2		
120				5	5		9	8		9	8		2	1		1	1	
110				1			2			2			1					
100																		

Altura estérica e o nível do mar

As variações da altura estérica são definidas como as variações da altura de uma coluna de água decorrentes das variações de sua densidade (volume específico),

$$\eta = \bar{\rho} \int_0^{z_r} \Delta\alpha dz \quad (9)$$

onde z_r é uma profundidade de referência, sob a qual os efeitos sazonais das variações de α podem ser considerados nulos (Brunson & Elliott, 1974). O fator de correção $\bar{\rho}$ é a densidade média da coluna de água e decorre da definição da anomalia da profundidade dinâmica.

Com efeito:

$$\Delta D = \int_0^{P_r} \Delta\alpha d p.$$

Como, $dp = \rho g dz$, temos:

$$\Delta D = g \int_0^{z_r} \rho \Delta\alpha dz$$

ou

$$\Delta D = \bar{\rho} g \int_0^{z_r} \Delta\alpha dz,$$

e portanto,

$$\frac{\Delta D}{g} = \eta = \bar{\rho} \int_0^{z_r} \Delta\alpha dz. \quad (10)$$

Em vista deste estudo abranger regiões rasas, o desnível estérico sobre a plataforma continental foi obtido utilizando o método desenvolvido por Reid & Mantyla (1976) e que fundamenta-se na extrapolação da profundidade dinâmica em direção às regiões mais rasas.

Resultados e Discussão

Estruturas verticais da velocidade geostrófica

Através de uma análise das representações das estruturas verticais da velocidade geostrófica, para os cinco cruzeiros oceanográficos, verifica-se que o núcleo principal da Corrente do Brasil

está próximo à borda da plataforma continental no verão e se afasta dela no inverno. Isto pode ser evidenciado na seção D, nos períodos de jan/fev, julho de 1970 e fevereiro de 1971, Figs 2, 3 e 4, respectivamente. Os valores máximos de velocidade na superfície oscilaram entre 59 a 68 cm s^{-1} , próximo à borda da plataforma, no verão (Fig. 2); entre 80 e 86 cm s^{-1} , afastado da borda, no inverno (Fig. 3) e entre 60 e 90 cm s^{-1} , novamente próximo à borda da plataforma continental, no verão de 1971, (Fig. 4).

Esses valores da velocidade geostrofica são maiores que os máximos observados em trabalhos anteriores. Miranda & Castro Filho (1979) obtiveram valores máximos da ordem de 50 cm s^{-1} (calculados relativamente à superfície isanostérica de 110 cl ton^{-1}), ocorrendo a uma distância de aproximadamente 70 mn ao sul de Cabo Frio. Embora as seções analisadas nesse trabalho não tenham

cruzado transversalmente toda a Corrente do Brasil, observa-se uma concordância com relação ao maior afastamento da costa do núcleo principal dessa corrente, no inverno.

Recentemente, Evans *et al.* (1983) e Signorini *et al.* (no prelo) examinaram as características da circulação e do transporte de volume da Corrente do Brasil entre a região de Abrolhos e de Cabo Frio, com observações conduzidas no outono (abril de 1982). Nesse período, em que a Corrente do Brasil foi monitorada com técnicas de sensoriamento remoto e amostradores do tipo XBT, a velocidade do núcleo da corrente atingiu cerca de 40 cm s^{-1} , com um transporte de volume resultante igual a 3,35 Sv, calculados relativamente à superfície isobárica de 500 dbar. Nesses trabalhos, observa-se que o núcleo principal da Corrente do Brasil encontra-se a uma distância aproximada de 80 mn.

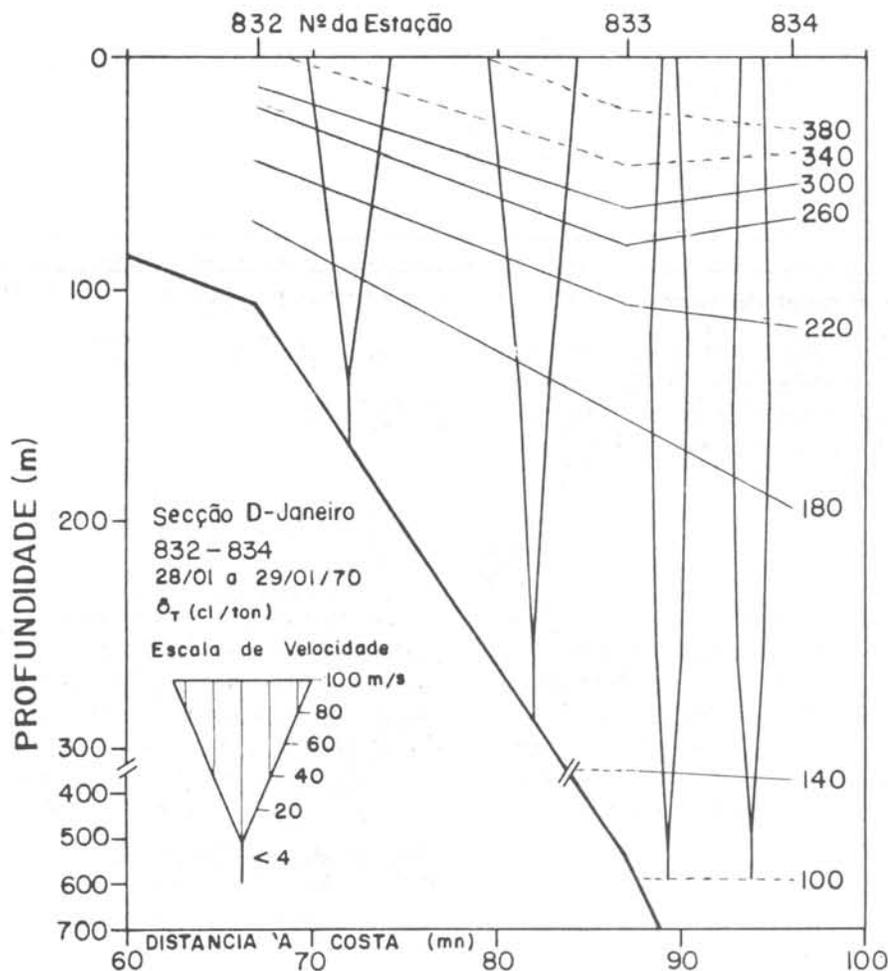


Fig. 2. Distribuição da velocidade geostrofica através da seção D - janeiro de 1970, relativa à superfície isanostérica de 100 cl ton^{-1} . As faixas indicam movimento para SW.

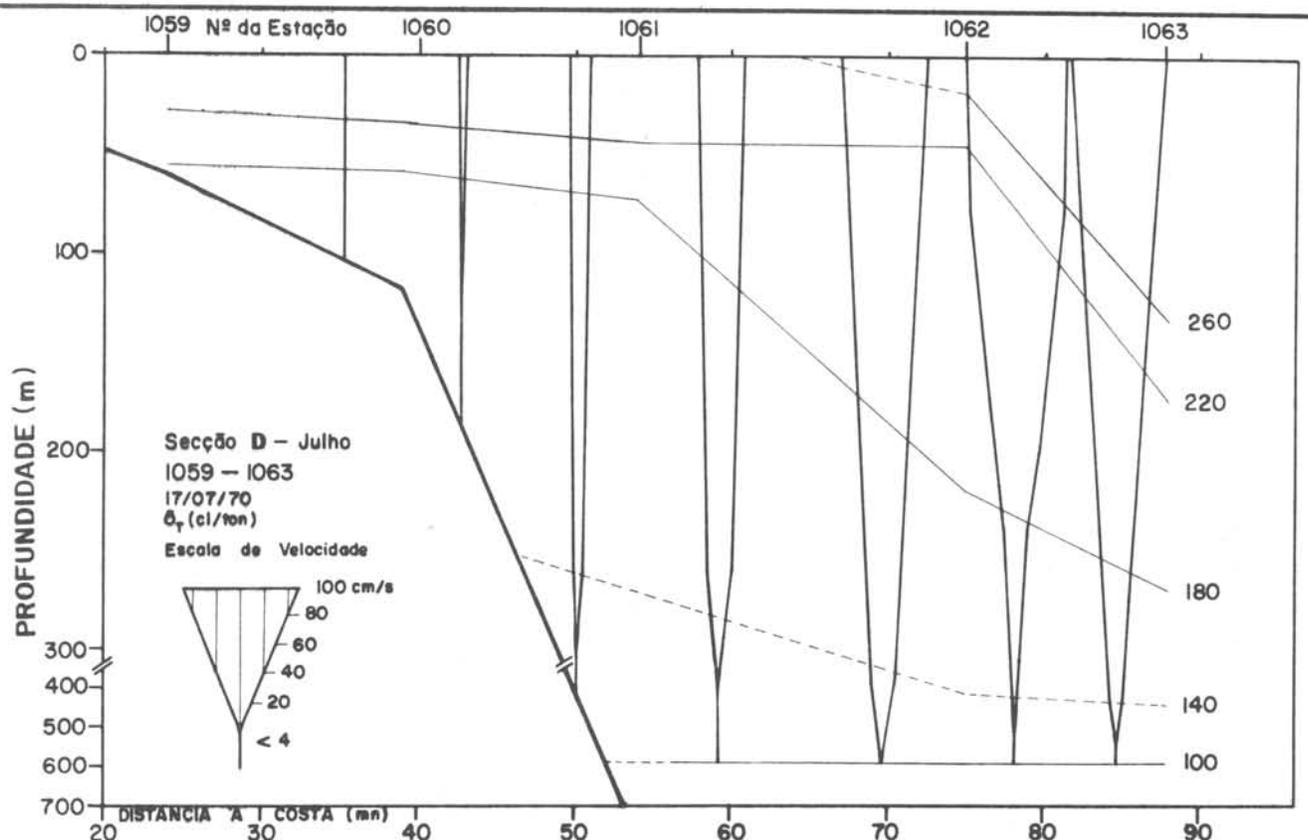


Fig. 3. Distribuição da velocidade geostrófica através da secção D - julho de 1970, relativa à superfície isanostérica de 100 cl ton^{-1} . As faixas indicam movimento para SW.

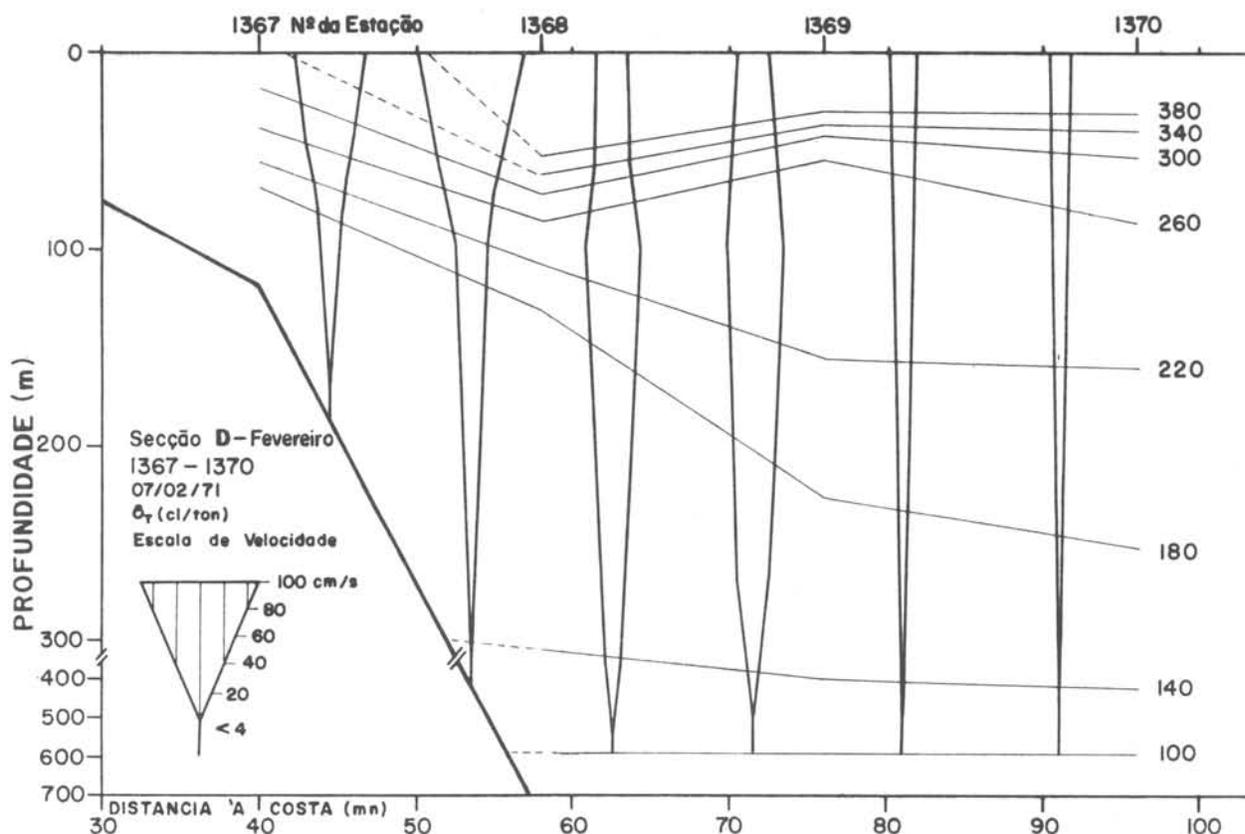


Fig. 4. Distribuição da velocidade geostrófica através da secção D - fevereiro de 1971, relativa à superfície isanostérica de 100 cl ton^{-1} . As faixas indicam movimento para SW.

Distribuição bivariada sobre o plano T-S

Dentre as secções analisadas, a C, cuja localização geográfica é indicada na Figura 1, foi considerada a mais representativa para ilustrar a distribuição bivariada dos transportes parciais de volume sobre o plano T-S. Nas Figuras 5 e 6, as classes assinaladas em negrito correspondem ao menor número de classes cujos transportes parciais somam 50% do transporte de volume total.

As secções transversais amostradas nos períodos de abril e julho têm áreas praticamente iguais, justificando-se portanto uma análise comparativa dos correspondentes transportes de volume. Com efeito, embora os fluxos parciais que em conjunto correspondem à Massa de Água Tropical (AT, água com temperatura $T > 20^{\circ}\text{C}$ e salinidade $S > 36,0\text{‰}$),

apresentem um maior espalhamento no período de abril (Fig. 5) do que em julho (Fig. 6), verifica-se que o transporte resultante dessa massa de água nesses dois períodos são próximos entre si, cerca de 2,2 e 3,2 Sv. Esse transporte de AT contrasta com a grande diferença que se observa nos transportes resultantes através da secção, que são iguais a cerca de 4,1 e 8,5 Sv; logo, esse aumento substancial no período de transição (abril-julho), através dessa secção, se deve ao aumento do fluxo nas camadas mais profundas ($\delta_T < 220 \text{ cl ton}^{-1}$), que transporta a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) para SW. Assim, por exemplo, entre as isanostéricas de 140 e 180 cl ton^{-1} , o transporte de volume nesses dois períodos de observação aumenta de aproximadamente 0,9 a cerca de 2,7 Sv (Figs 5-6).

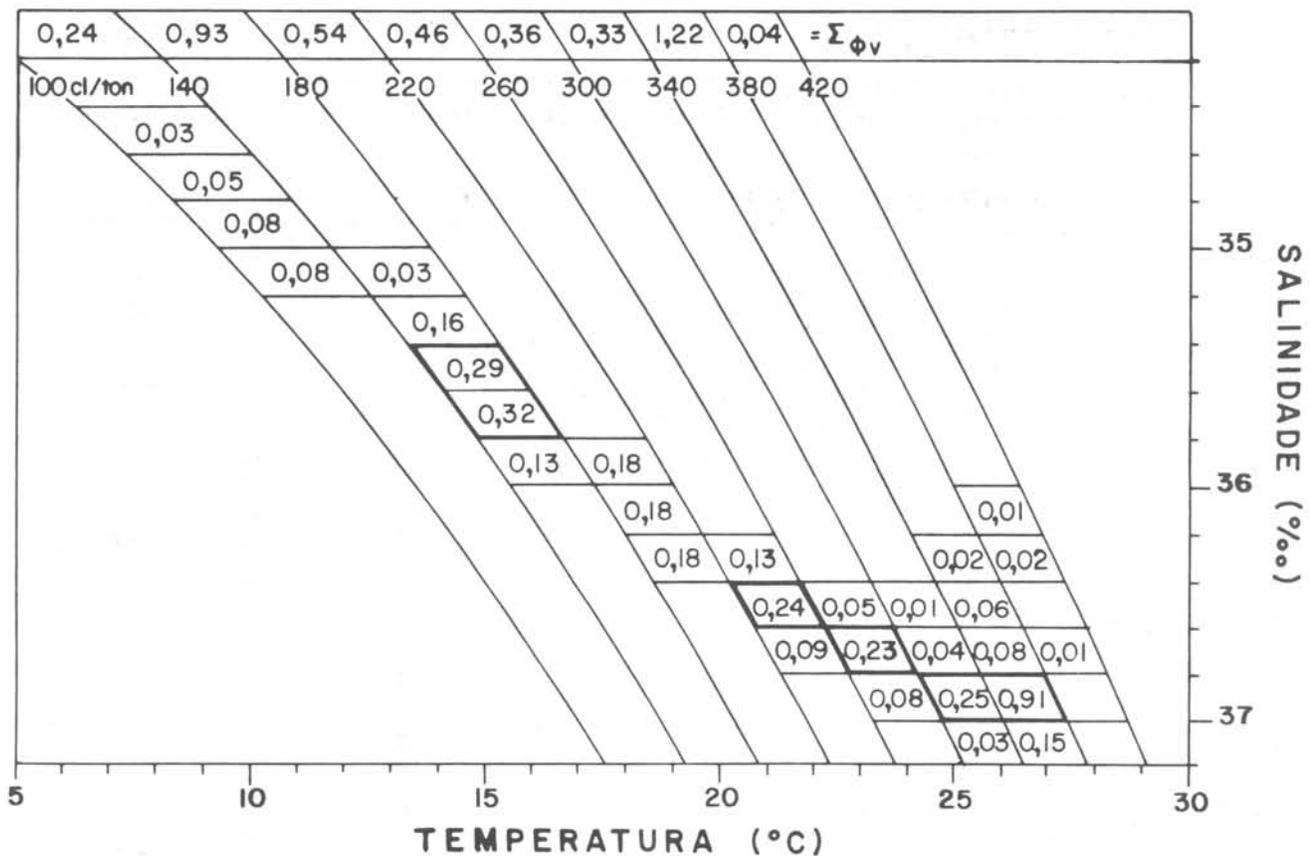


Fig. 5. Distribuição no diagrama T-S do fluxo de volume (em Sv) da corrente geostrofica através da secção C - abril de 1970. Em negrito está assinalado o menor número de classes cujos transportes parciais somam 50% do transporte total.

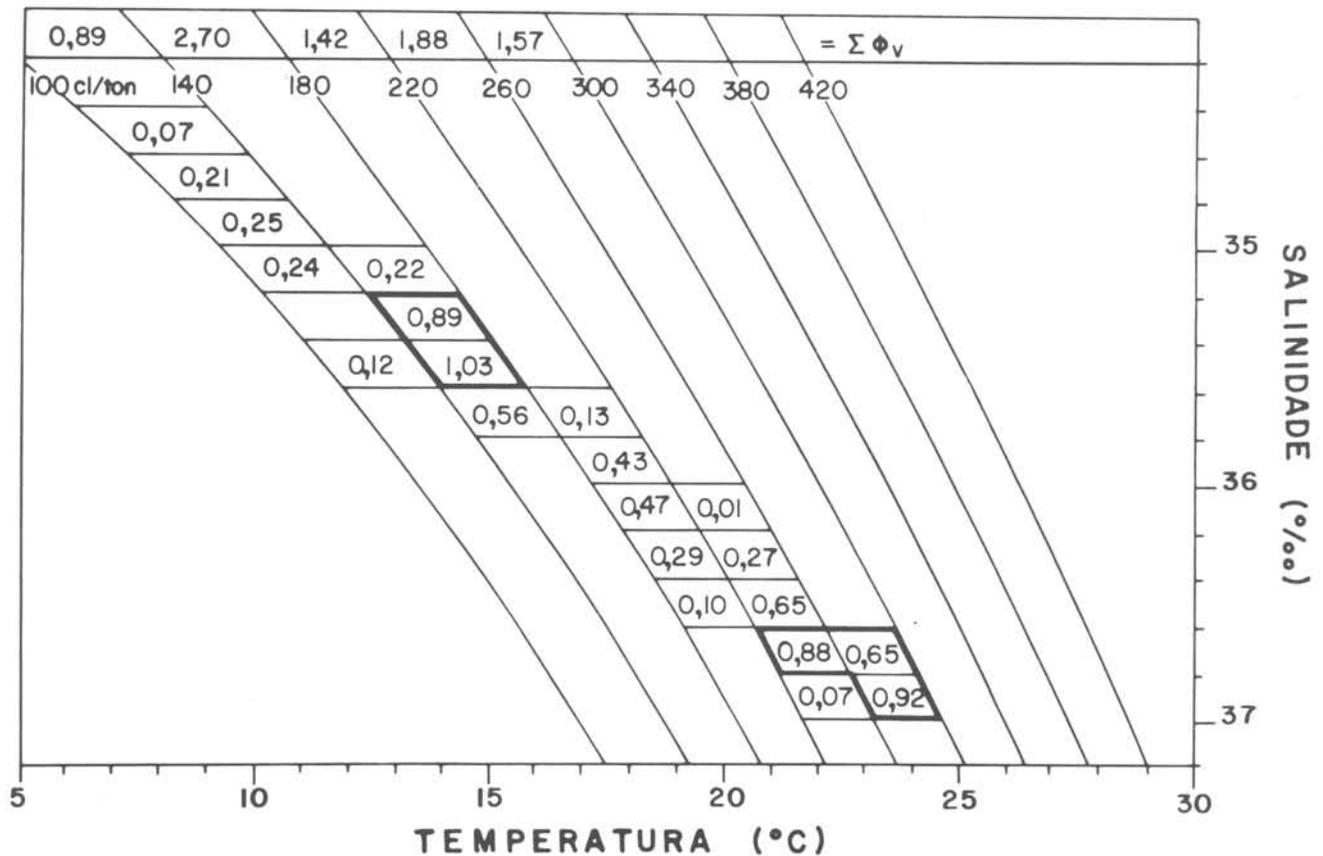


Fig. 6. Distribuição no diagrama T-S do fluxo de volume (em Sv) da corrente geostrófica através da secção C - julho de 1970. Em negrito está assinalado o menor número de classes cujos transportes parciais somam 50% do transporte total.

Variaç~ao sazonal

A comparaç~ao dos transportes resultantes através das secções transversais analisadas somente foi possível para a secção C, amostrada nos períodos de abril e julho, pois nestes a extensão da secção transversal foi praticamente a mesma.

Para essa comparaç~ao, os transportes são representados na forma de histogramas, com altura proporcional ao fluxo por unidade de secção transversal, isto é, um transporte calculado em m^2s^{-1} .

Para analisar a variaç~ao sazonal, foram selecionadas duas figuras (Figs 7 e 8). A Figura 7 corresponde ao verão de 1970 e nela verifica-se que a Corrente do Brasil (indicada pelos maiores transportes) segue o contorno da plataforma continental. O transporte variou entre -2 a $70 m^2s^{-1}$. O valor com sinal negativo representa o contra-fluxo e pode ser observado na secção A. Na

secção C, pode-se observar que a Corrente do Brasil invade a plataforma. Este contra-fluxo e a invasão da Corrente do Brasil na plataforma podem ser explicados pela topografia irregular do fundo existente nessa região, que leva à ocorrência de vórtices.

Na Figura 8 é que são observados os valores mais altos de transporte ($\sim 200 m^2s^{-1}$). A Corrente do Brasil segue o contorno da borda da plataforma, em regiões mais profundas que 200 m. Novamente está evidente o afastamento da Corrente do Brasil da borda da plataforma continental, no inverno.

Pode-se observar, através das figuras do transporte de volume por unidade de largura da secção transversal, que aparentemente não há continuidade do transporte. Isto é devido à ocorrência de vórtices nessa região, ocasionados pela brusca mudança de direção da linha da costa e também pela topografia irregular do fundo.

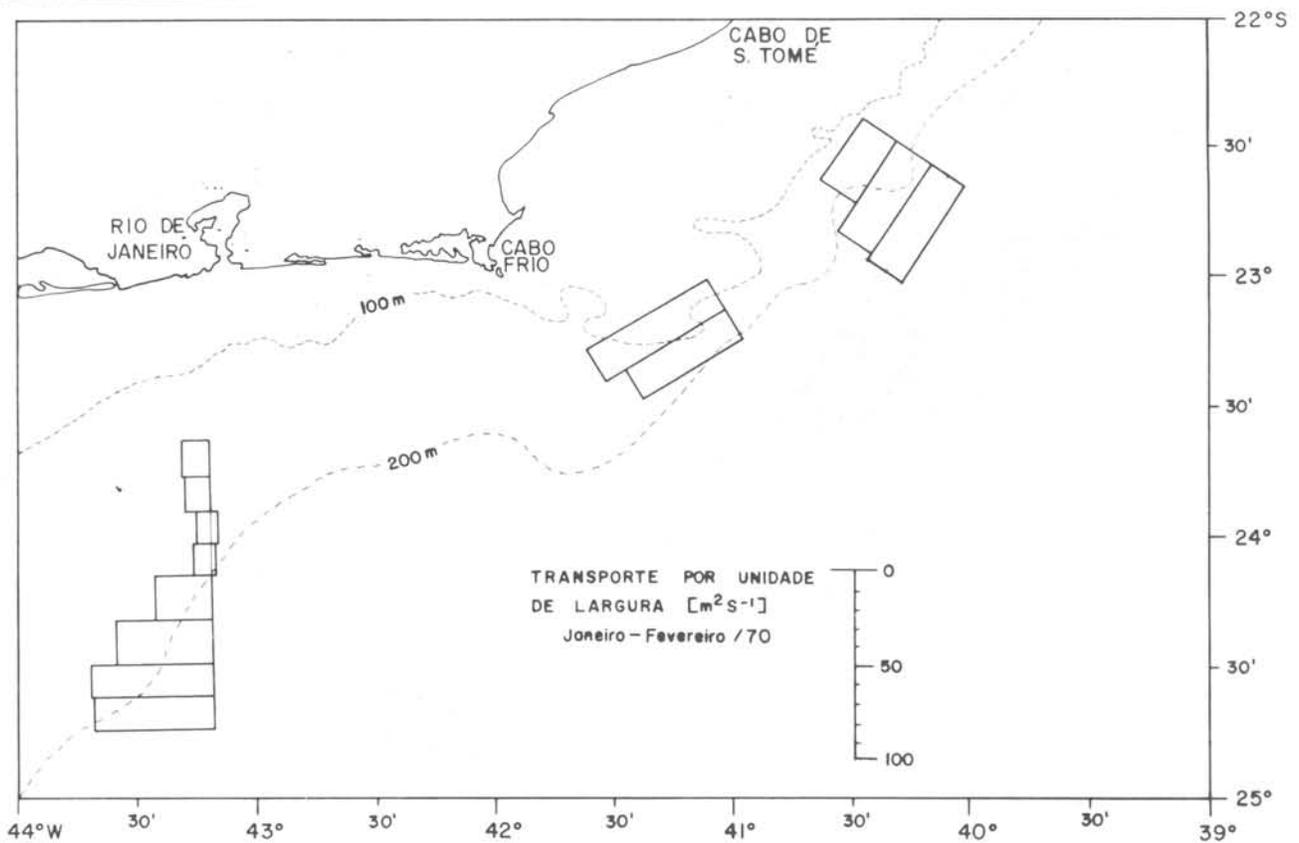


Fig. 7. Transporte de volume por unidade de largura das secções, para o cruzeiro de janeiro de 1970.

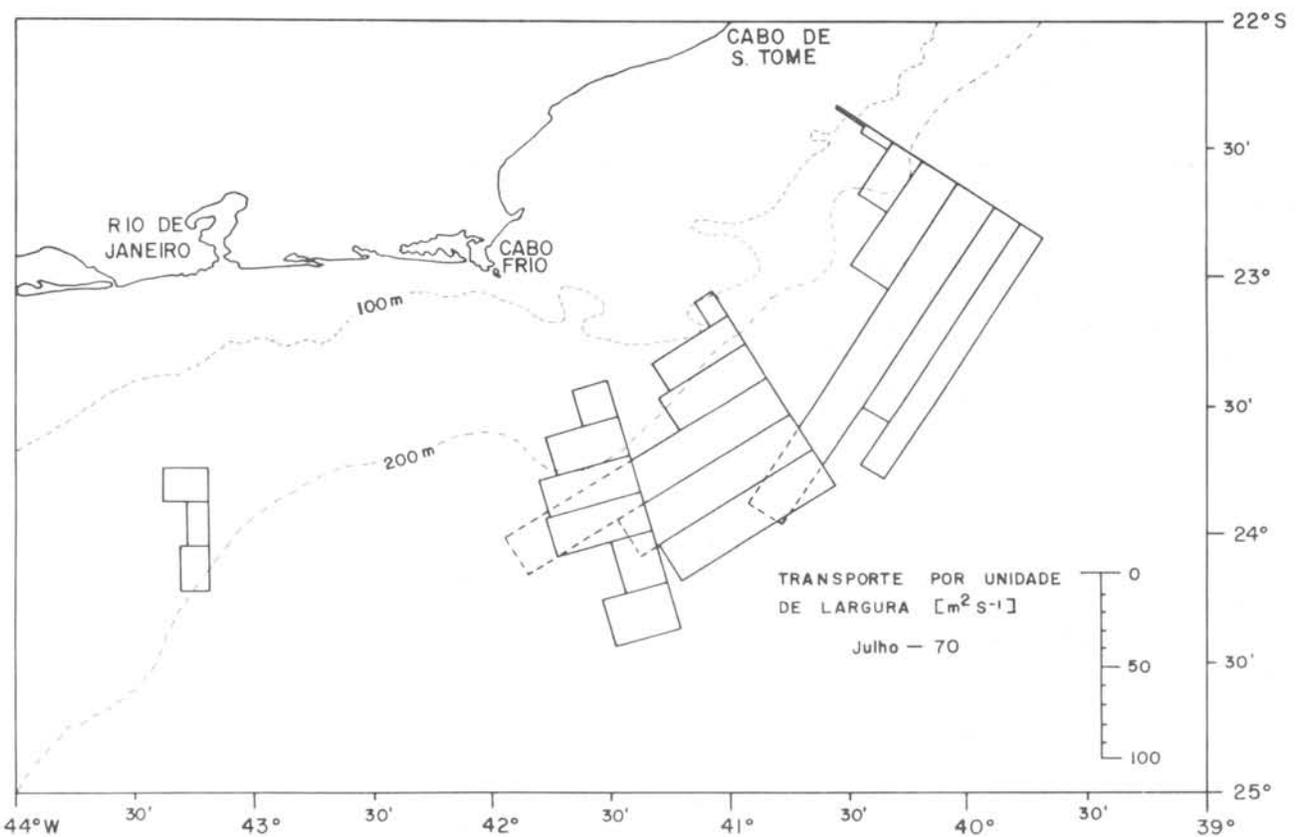


Fig. 8. Transporte de volume por unidade de largura das secções, para o cruzeiro de julho de 1970.

Inclinação da superfície livre do mar

Para um exame da variaçãõ sazonal da inclinaçãõ da superfície livre do mar ocasionada pelas variações da densidade da água (altura estérica) foi selecionada a secçãõ D.

De um modo geral, em todos os períodos de observaçãõ, verifica-se uma elevaçãõ da superfície livre do mar com o aumento da distância à costa (Fig. 9). Considerando-se apenas as distâncias da costa entre 40 e 70 mn, os resultados para o desnível estérico apresentam valores de ~10 cm para o mês de abril de

1970 e ~25 cm para os meses de julho de 1970 e fevereiro de 1971. Estes desníveis indicam predominantemente correntes na superfície do mar fluindo para SW e conseqüentemente a presença da Corrente do Brasil na borda da plataforma continental.

Uma análise mais detalhada da variaçãõ da altura estérica sobre a plataforma continental a uma profundidade de 100 m (~40 mn de distância à costa), indica uma provável influênciã sazonal sobre o nível do mar devido às variações de densidade. Na escala com ori-

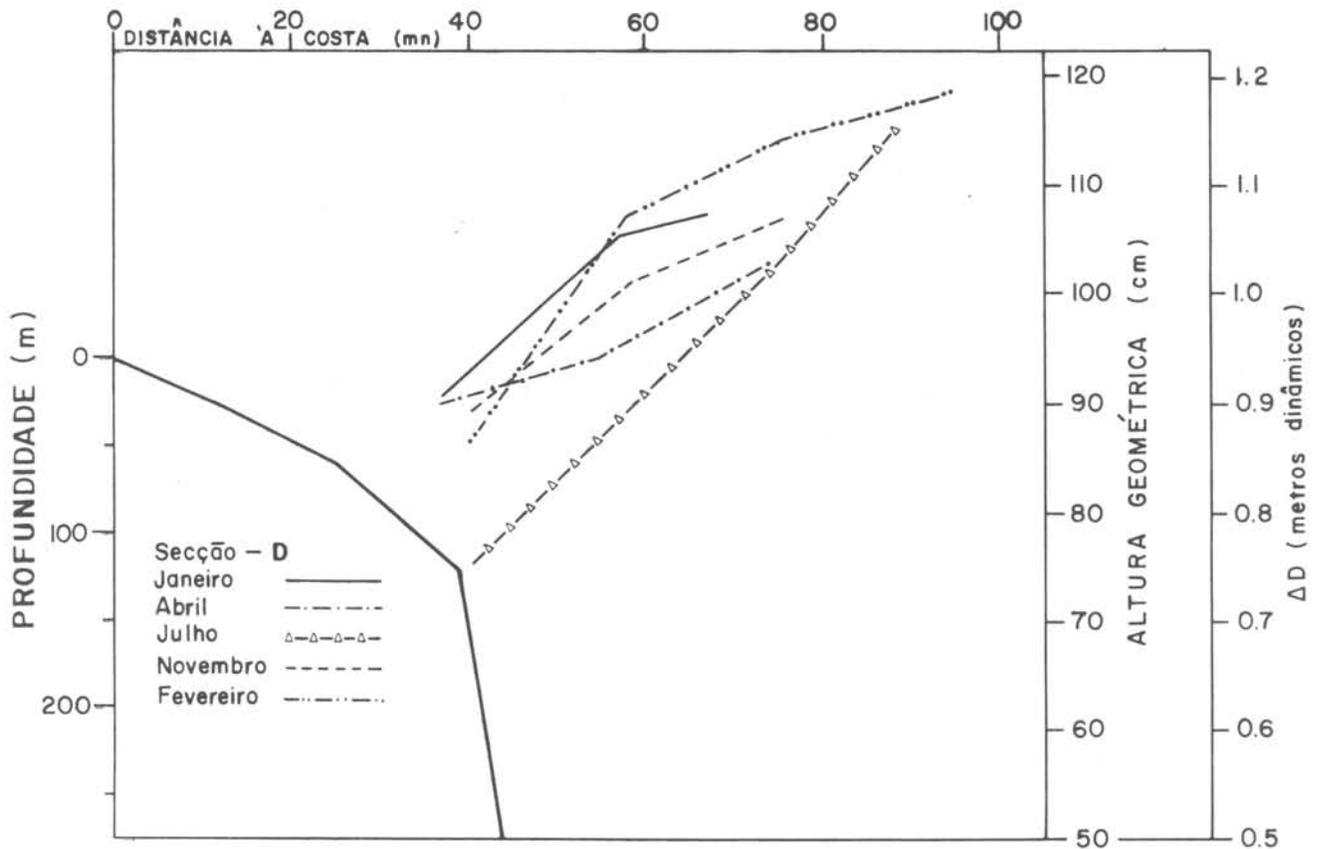


Fig. 9. Variaçãõ sazonal da altura estérica, da secçãõ D, relativa à pressão de 590 dbar.

gem arbitrária utilizada, o nível do mar está mais alto no período de janeiro (~90 cm) e mais baixo no período de julho (~75 cm). O valor relativamente baixo (~86 cm) que se observa em fevereiro de 1971 pode ser a conseqüência de um provável verão atípico. De fato, a análise dos dados hidrográficos da

água da plataforma continental para esse período de observações (Magliocca *et al.*, 1979) e para o verão de 1971 (Miranda, 1982), indicam a ocorrência de eventos periódicos de ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio, com sua influênciã estendendo-se até as proximidades do Cabo de São Tomé.

Conclusões

Nesta análise é apresentado um estudo da variação sazonal da circulação e do transporte de volume, na borda da plataforma continental, para uma região caracteristicamente complexa.

Relativamente à superfície isanostérica de 100 cl ton^{-1} , os resultados da estrutura da velocidade geostrofica através das secções oceanográficas examinadas, indicam as seguintes conclusões:

- 1 - O núcleo da Corrente do Brasil foi encontrado na borda da plataforma continental no verão, enquanto que para o período de observações realizado no inverno, verifica-se que, para a secção localizada ao largo do Cabo de São Tomé, esse núcleo encontrava-se a cerca de 40 mn de distância da isóbata de 200 m.
- 2 - A distância à costa do núcleo da Corrente do Brasil observado no inverno, é comparável com a localização desse núcleo obtida em pesquisas anteriores.
- 3 - Os máximos da velocidade geostrofica ($60-90 \text{ cm s}^{-1}$) são maiores do que os valores do núcleo da Corrente do Brasil ao largo de Cabo Frio ($40-50 \text{ cm s}^{-1}$), resultados de pesquisas anteriores. O erro no cálculo da velocidade, determinado com a propagação dos erros instrumentais da temperatura, da salinidade e da profundidade para as variáveis dependentes, é de $\pm 3 \text{ cm s}^{-1}$.
- 4 - O erro da velocidade decorrente da propagação dos erros instrumentais, mostrou-se compatível com aquele decorrente de variações dos intervalos de integração numérica, para as condições de alta e baixa resolução ($10-20$ e 40 cl ton^{-1}). A maior discrepância entre essas resoluções foi observada sobre o talude continental e, portanto, quando das extrapolações do campo de massa.
- 5 - O exame da distribuição bivariada dos transportes de volume sobre o plano T-S mostra que o transporte da Massa de Água Tropical (AT), através da secção localizada em Macaé, são iguais a 2,2 e 3,2 Sv, para os períodos de abril e julho, respectivamente. Entretanto, através de toda a secção transversal, o transporte de volume aumenta de 4,1

a 8,5 Sv. Logo, esse aumento decorre principalmente do aumento do fluxo da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) transportada pela Corrente do Brasil.

- 6 - A não continuidade do transporte de volume por unidade de secção transversal, entre as secções de um mesmo período de observações, provavelmente se deve à ocorrência de vórtices e meandros que pesquisas anteriores revelaram ocorrer ao largo de Cabo Frio. O aumento desse transporte foi de $70 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ para $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, entre os períodos de observação de verão e inverno.
- 7 - A altura estérica relativa à superfície isobárica de 590 dbar é menor nas proximidades da costa do que ao largo, em todos os períodos de observação. Esse fenômeno, ilustrado para as condições observadas na secção transversal do Cabo de São Tomé, apresenta uma variação sazonal definida apenas nas proximidades da costa onde o nível do mar é 15 cm mais baixo no inverno do que no verão.

Resumo

Cinco observações oceanográficas espaciais quase sinóticas, realizadas de janeiro de 1970 a fevereiro de 1971, na região entre o Cabo de São Tomé e a Baía de Guanabara, são usadas para descrever a circulação sazonal e as condições de fluxo da Corrente do Brasil próximo à plataforma continental. As velocidades relativas foram calculadas sobre superfícies isanostéricas, de acordo com o método sugerido por Montgomery (1937). A precisão do método foi analisada, com base na propagação dos erros instrumentais das medidas da temperatura, da salinidade e da profundidade sobre o volume específico e a aceleração potencial, obtendo-se uma precisão de cerca de $\pm 3,0 \text{ cm s}^{-1}$, para a velocidade relativa, e um máximo de $\pm 2,5 \text{ Sv}$, para o transporte de volume através da secção transversal.

As correntes geostroficas de superfície, calculadas com referência à superfície isanostérica de 100 cl ton^{-1} , são geralmente mais intensas através das secções a leste de Cabo Frio, onde elas atingem valores máximos ($\sim 90 \text{ cm s}^{-1}$) na borda da plataforma continental durante

o verão, e valores acima de 86 cm s^{-1} ocorrem no inverno, mais além, a distância da costa maiores do que 140 km.

Os diagramas T-S mostram os detalhes da distribuição do fluxo nas classes características e o fato de que 50% do transporte total corresponde à Massa de Água Tropical, próxima da superfície isanostérica de 220 cl ton^{-1} . As variações do transporte total na coluna de água, desde a superfície até a superfície isanostérica de referência, foram analisadas para estimar o transporte por unidade de largura.

Referências bibliográficas

- BÖNNECKE, G. 1936. Temperatur, Salzgehalt und Dichte an der Oberfläche des Atlantischen Ozeans. *Wiss. Ergbn. dt. atlant. Exped. "Meteor"*, 5(1) (Atlas):1-186.
- BRASIL. MINISTÉRIO DA MARINHA. 1957. Relatório dos cruzeiros oceanográficos do NE "Almirante Saldanha". Publ. DG-06-II e DG-06-III, D.H.N., Rio de Janeiro.
- _____. 1960. Estudo das condições oceanográficas entre Cabo Frio e Vitória, durante o outono (abril-maio). Publ. DG-06-X, D.H.N., Rio de Janeiro.
- BRUNSON, B. A. & ELLIOTT, W. P. 1974. Steric contribution to the seasonal oscillation of sea level off Oregon. *J. phys. Oceanogr.*, 4(3): 304-309.
- EMÍLSSON, I. 1959. Alguns aspectos físicos e químicos das águas marinhas brasileiras. *Ciênc. Cult.*, S Paulo, 11(2):44-54.
- EMÍLSSON, I. 1961. The shelf and coastal waters off Southern Brazil. *Bolm Inst. oceanogr.*, S Paulo, 11(2): 101-112.
- EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R. & MIRANDA, L. B. 1983. A note on the transport of the Brazil Current. *J. phys. Oceanogr.*, 13(9):1732-1738.
- HELLAND-HANSEN, Bj. 1934. The Sognefjord section. *Oceanographic observations in the northernmost part of the North Sea and the Southern part of the Norwegian Sea.* In: James Johnstone Memorial Volume. Liverpool, University Press, p. 257-274. (*apud Sverdrup et al.*, 1942).
- LUEDEMANN, E. F. & ROCK, N. J. 1971. Studies with drift bottles in the region off Cabo Frio. In: Costlow Jr., J. D., ed. - *Fertility of the sea.* New York, Gordon & Breach, vol. 1, p. 267-283.
- MAGLIOCCA, A.; MIRANDA, L. B. de & SIGNORINI, S. R. 1979. Physical and chemical aspects of transient stages of upwelling at southwest of Cabo Frio (Lat. 23°S -Long. 42°W). *Bolm Inst. oceanogr.*, S Paulo, 28(2):37-46.
- MASCARENHAS Jr., A. da S.; MIRANDA, L. B. de & ROCK, N. J. 1971. A study of oceanography conditions in the region of Cabo Frio. In: Costlow Jr., J. D., ed. - *Fertility of the sea.* New York, Gordon & Breach, vol. 1, p.285-308.
- MESQUITA, A. R. de; SOUZA, J. M. C.; TUPINAMBÁ, P. M.; WEBER, R. R.; FESTA, M. & LEITE, J. B. A. 1977. Correntes rotatórias e variabilidade do campo de massa na plataforma do Estado de São Paulo (ponto: 25°S , 46°W). *Relat. Cruzeiros, sér. N/Oc. "Prof. W. Besnard"*, Inst. oceanogr. Univ. S Paulo, (3):1-27.
- MIRANDA, L. B. de 1982. Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) a Ilha de São Sebastião (SP). Tese de livre-docência. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico, 123p. + 70 figs.
- MIRANDA, L. B. de & CASTRO FILHO, B. M. de 1979. Condições do movimento geostrófico das águas adjacentes a Cabo Frio (RJ). *Bolm Inst. oceanogr.*, S Paulo, 28(2):79-93.
- _____; IKEDA, Y. & MASCARENHAS Jr., A. da S. 1970. Flutuações da Corrente do Brasil e variações da distribuição horizontal da

- temperatura na região costeira entre o Cabo de São Tomé e Ilha de São Sebastião (em janeiro/fevereiro e abril de 1970). Trabalho apresentado no Simp. Ecol. Intertrop. Reunião Anual Soc. bras. Progr. Ciênc.: 129: Salvador, BA.
- MONTGOMERY, R. B. 1937. A suggested method for representing gradient flow in isentropic surfaces. *Bul. Am. met. Soc.*, 18:210-212.
- _____ & SPILHAUS, A. F. 1941. Examples and outline of certain modifications in upper-air analysis. *J. aeronaut. Sci.*, 8:276-283.
- _____ & STROUP, E. D. 1962. Equatorial waters and currents at 150°W in July-August, 1952. Baltimore, Johns Hopkins Press, 68 p.
- _____ & WOOSTER, W. S. 1954. Thermosteric anomaly and the analysis of serial oceanographic data. *Deep Sea Res.*, 2:63-70.
- MURANO, M. 1963. Survey report of Brazilian fishing grounds. Japan, Ministry of Agriculture and Forestry. Fishing Agency, p. 351-364. (In Japanese).
- PAVIGLIONE, A. M. 1983. Variação sazonal da circulação geostrofica na borda da plataforma continental: Cabo de São Tomé (RJ) e a Baía de Guanabara (RJ). Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico, 88p.
- REID, J. L. & MANTYLA, A. W. 1976. The effect of the geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern North Pacific Ocean. *J. geophys. Res.*, 81(18):3100-3110.
- SANDSTRÖM, J. W. & HELLAND-HANSEN, B. 1903. Über die Berechnung von Meeresströmungen. *Rep. Norw. Fishery mar. Invest.*, 2(4):1-43. (*apud Sverdrup et al.*, 1942).
- SCHUMACHER, A. 1943. Monatskarten der Oberflächenströmungen im äquatorialen und Sudlichen Atlantischen Ozean. *Annl. Hydrogr. Berl.*, 2(4/6):209-219.
- SIGNORINI, S. R. 1976. Contribuição ao estudo da circulação do transporte de volume da Corrente do Brasil entre Cabo de São Tomé e Baía de Guanabara. *Bolm Inst. oceanogr.*, S Paulo, 25(2):157-220.
- SIGNORINI, S. R.; MIRANDA, L. B. de; EVANS, D. L.; STEVENSON, M. R. & INOSTROZA V., H. M. Levantamento detalhado do campo de temperatura da Corrente do Brasil entre 19° e 25°S utilizando amostradores do tipo XBT e dados infravermelhos do Satélite GOES-5. *Bolm Inst. oceanogr.*, S Paulo (no prelo).
- SIGNORINI, S. R. 1978. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep Sea Res.*, 25:481-490.
- SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W. & FLEMING, R. H. 1942. The oceans: their physics, chemistry, and general biology. Englewood Cliffs, N. J., Prentice Hall, 1087p.

(Recebido 06-02-84;
aceito 11-04-85)