

CONDIÇÕES DO MOVIMENTO GEOSTRÓFICO DAS ÁGUAS ADJACENTES A CABO FRIO (RJ)

LUIZ BRUNER DE MIRANDA & BELMIRO MENDES DE CASTRO FILHO

Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

Synopsis

The geostrophic circulation and the hydrographic conditions on the edge of the continental shelf off Cabo Frio (RJ) were investigated along two vertical sections sampled on July 1968. The main characteristics resulting from this analysis are the occurrences of east and west flows, with speeds up to 12 cm.s^{-1} and -49 cm.s^{-1} , respectively. The eastward motion presents a volume transport of 0.52 Sv (0.40 Sv) and the highest speeds are reached under the pycnocline, near the edge of the continental shelf. The main flow westward, presents the highest speeds on the upper layer, and the low values of volume transport of -2.24 Sv (-2.68 Sv) suggest that the hydrographic observations have been made in the cyclonic shear region of the Brazil Current. Details on the volume transport are presented on the T-S diagram corresponding to classes bounded by intervals of thermocline anomaly and temperature.

Introdução

Em escala regional as condições oceanográficas das águas costeiras e adjacentes a Cabo Frio passaram a ser estudadas graças aos trabalhos pioneiros de Allard (1955), Emilsson (1956, 1959, 1961), Silva (1957) e da Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha do Brasil (1957, 1960). A seguir, Okuda (1962) utilizando observações oceanográficas obtidas a bordo do N/Oc. "Almirante Saldanha", durante os meses de abril e maio de 1960, apresenta uma descrição e análise detalhada das principais características físicas e químicas das águas adjacentes a Cabo Frio.

Nesses trabalhos ficou claramente demonstrada a complexidade das características oceanográficas dessa região. De um lado a ocorrência da ressurgência costeira, posteriormente amostrada e estudada por vários pesquisadores e, de outro, a ocorrência de vórtices e meandros da Corrente do Brasil na borda da plataforma continental. A circulação e o transporte de volume dessa corrente foram determinados em primeira aproximação e na hipótese de movimento geostrofico por Mascarenhas Jr., Miranda & Rock (1971) e Signorini (1976, 1978).

Com o objetivo de ampliar os conhecimentos das condições oceanográficas da região adjacente a Cabo Frio (Fig. 1), complementando os resultados obtidos em trabalhos anteriores, algumas características da circulação geostrofica e das

Publ. n.º 455 do Inst. oceanogr. da Usp.

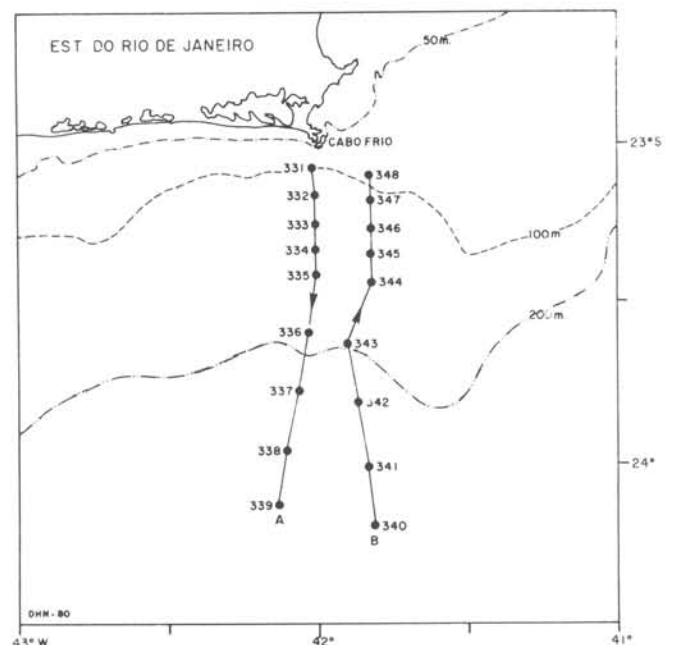


Fig. 1. A região investigada.

distribuições de temperatura, de salinidade e de densidade são apresentadas ao longo de duas seções indicadas por A (estações 331 a 339) e B (estações 340 a 348).

Os dados de temperatura e de salinidade, coletados em profundidade nas estações, são provenientes de estações clássicas com a utilização de garrafas-de-Nansen e termômetros de reversão. As profundidades de amostragem, indicadas pelo cabo hidrográfico, foram corrigidas segundo as profundidades obtidas com termômetros de reversão desprotegidos.

A salinidade foi estimada pelo método indutivo.

A componente geostrófica da circulação oceânica é estimada sobre superfícies isanostéricas de acordo com o método proposto por Montgomery (1937) e Montgomery & Wooster (1954). Os resultados obtidos são apresentados e analisados da forma indicada por Montgomery & Stroup (1962), a qual permite uma maior potencialidade do método geostrófico e também uma análise das características desse movimento sobre o diagrama T-S.

O modelo geostrófico

A corrente geostrófica é comumente calculada pelo método clássico deduzido independentemente em 1903 por Sandström e Helland-Hansen, a partir do teorema da circulação de Bjerkness. Nesse método essa componente do movimento da água do mar é determinada a partir do gradiente da profundidade dinâmica (D) ou de sua anomalia (ΔD) entre pares de estações oceanográficas, supondo-se conhecido o volume específico da água do mar (α) e a anomalia (δ), em função das variáveis temperatura (T) e salinidade (S), observadas em profundidade nessas estações. Esse método, posteriormente denominado de método dinâmico e recentemente analisado criticamente por Fomin (1964), permite a estimativa das componentes do movimento geostrófico relativamente a superfícies isobáricas convenientemente selecionadas.

Neste trabalho a corrente geostrófica será estimada sobre superfícies ao longo das quais a anomalia termostérica (δ_T) é constante. Essas superfícies, bem como aquelas com $\delta = \text{cte}$, serão denominadas de superfícies isanostéricas, de acordo com a proposição de Montgomery & Wooster (1954). A anomalia termostérica, denotada mais comumente por $\Delta_{S,T}$, relaciona-se com o parâmetro convencional σ_t , mediante a seguinte equação:

$$\delta_T = 0,0273569 - \frac{10^{-3} \cdot \sigma_t}{1 + 10^{-3} \cdot \sigma_t} \quad (1)$$

Por conveniência, e de acordo com a prática usual, essa propriedade será expressa em unidade de cl. ton^{-1} .

O movimento a ser estudado será referido a um sistema local de coordenadas cartesianas ortogonais com Ox orientado para leste, Oy para o norte e Oz para cima (Fig. 2). Como as seções oceanográficas analisadas estão orientadas a-

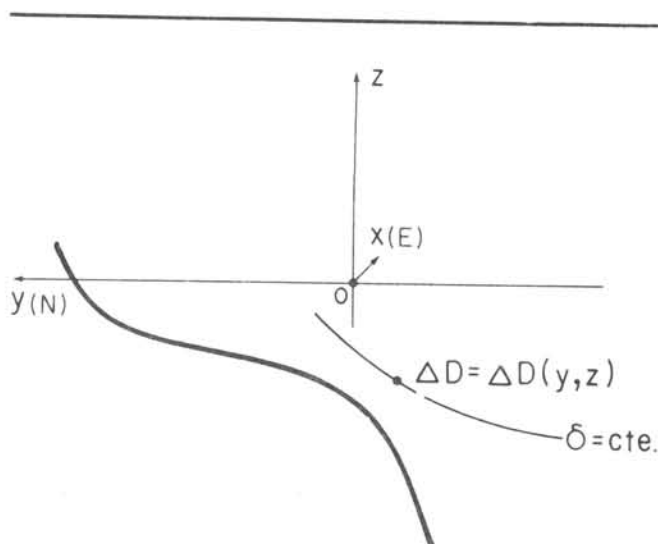


Fig. 2. O sistema de referência.

proximadamente na direção norte-sul, permitindo, portanto, somente a determinação do gradiente de pressão nessa direção, segue-se que a componente do movimento geostrófico possível de ser determinada é, em primeira aproximação, a componente leste-oeste, a qual será denominada de componente zonal (u_g).

De acordo com as hipóteses do movimento geostrófico, a formulação matemática das equações hidrodinâmicas desse movimento inicia-se pelas seguintes componentes:

$$u_g = - \frac{\alpha \partial p}{f \partial y} \quad (Ox) \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = - \frac{g}{\alpha} \quad (Oz) \quad (3)$$

Com f indicando o parâmetro de Coriolis, α o volume específico, g a aceleração e p a pressão.

De acordo com a teoria desenvolvida por Fofonoff (1962) a solução do sistema supra, permitindo a determinação da velocidade geostrófica em superfície, $u_g(0)$, relativamente a uma superfície isobárica de referência, $u_g(p)$, é:

$$u_g(0) - u_g(p) = - \frac{1}{f} \frac{\partial \Delta D}{\partial y} \quad (4)$$

com a anomalia da profundidade dinâmica, ΔD , sendo calculada por,

$$\Delta D = - \int_0^p \delta \cdot dp \quad (5)$$

Entretanto, como os movimentos serão estimados sobre superfícies isanostéricas e não sobre superfícies isobáricas, a equação (4) deve ser convenientemente mo-

dificada. De acordo com Montgomery (1937) determinaremos inicialmente a variação da anomalia da profundidade dinâmica (ΔD) ao longo de uma superfície isanostérica. Assumindo-se por hipótese que essas superfícies são invariáveis ao longo do eixo Ox (Fig. 2), podemos escrever,

$$\Delta D = \Delta D(y, z) \quad e,$$

$$d\Delta D = \frac{\partial \Delta D}{\partial y} dy + \frac{\partial \Delta D}{\partial z} dz \quad (6).$$

Logo, a variação de ΔD ao longo da superfície isanostérica é dada por:

$$\left(\frac{d\Delta D}{dy}\right)_\delta = \left(\frac{\partial \Delta D}{\partial y}\right)_\delta + \left(\frac{\partial \Delta D}{\partial z}\right)_\delta \left(\frac{dz}{dy}\right)_\delta$$

ou,

$$\left(\frac{\partial \Delta D}{\partial y}\right)_\delta = \left(\frac{d\Delta D}{dy}\right)_\delta - \left(\frac{\partial \Delta D}{\partial z}\right)_\delta \left(\frac{dz}{dy}\right)_\delta \quad (7)$$

como $\partial \Delta D = -\delta \cdot dp$, segue-se que

$$\left(\frac{\partial \Delta D}{\partial y}\right)_\delta = \left(\frac{d\Delta D}{dy}\right)_\delta + \delta \left(\frac{dp}{dy}\right)_\delta \quad (8)$$

portanto,

$$\left(\frac{\partial \Delta D}{\partial y}\right)_\delta = \left[\frac{d}{dy}(\Delta D + \delta \cdot p)\right]_\delta \quad (9)$$

Combinando-se as equações (4) e (9) e levando-se em conta que as velocidades são agora calculadas relativamente a superfícies isanostéricas, temos:

$$u_g(\delta_0) - u_g(\delta) = -\frac{1}{f} \frac{d}{dy} [(\Delta D + \delta \cdot p)] \quad (10)$$

onde δ_0 e δ indicam os valores da superfície isanostérica na superfície do mar ($p=0$) e à pressão p , respectivamente.

Portanto, a equação (10) permite a estimativa da diferença entre a velocidade geostrofica na superfície e a velocidade à profundidade da superfície δ . A função $\Delta D + \delta \cdot p$, do segundo membro dessa equação, foi denominada por Montgomery & Spilhaus (1941) de "aceleração potencial". Do exposto, segue-se que essa aceleração pode ser obtida, a partir da definição da anomalia da profundidade dinâmica, efetuando-se uma mudança da variável de integração da pressão p para a anomalia do volume específico δ . Como efeito, a partir da diferencial do produto $\delta \cdot p$, podemos escrever,

$$\delta \cdot dp = d(\delta \cdot p) - p \cdot d\delta$$

Substituindo-se o segundo membro dessa equação no integrando da equação (5), temos:

$$\Delta D(\delta) = - \int_0^\delta p \cdot d(\delta \cdot p) + \int_{\delta_0}^\delta p \cdot d\delta \quad (11)$$

logo, a aceleração potencial entre as superfícies isanostéricas δ_0 e δ pode ser calculada pela equação,

$$\Delta D + p \cdot \delta = \int_{\delta_0}^\delta p \cdot d\delta \quad (12)$$

Portanto, conhecendo-se a distribuição do traço das superfícies isanostéricas em secções verticais (linhas isanostéricas), pode-se facilmente determinar por integração numérica a aceleração potencial; utilizando-se a pressão em decibares (db) e a anomalia do volume específico em $cl. ton^{-1}$, obtém-se essa variável da água do mar em unidade de $erg \cdot g^{-1}$.

A vantagem desse método para a determinação da componente geostrofica dos movimentos oceânicos é que a aceleração potencial pode ser determinada para quaisquer verticais da secção, as quais não precisam coincidir necessariamente com as estações oceanográficas; isto permite a possibilidade de se obter maior detalhe da circulação através da secção, o que em geral não pode ser conseguido com o método clássico de Sandström e Helland-Hansen.

Com as equações (10) e (12) pode-se, portanto, estimar a diferença $u_g(\delta_0) - u_g(\delta)$ a partir do cálculo da componente segundo o eixo Oy do gradiente da aceleração potencial entre duas verticais, com o sentido do movimento sendo dado pelos sinais desse gradiente e do parâmetro de Coriolis ($f < 0$, no hemisfério sul). Utilizando-se a distância entre essas verticais em cm e f em s^{-1} , obtemos essa diferença de velocidades em $cm \cdot s^{-1}$, a qual deve ser interpretada como um valor médio entre as verticais.

Procuramos agora estabelecer, a partir da equação (10), uma expressão que nos permita a estimativa da componente u_g sobre uma superfície (linha) isanostérica qualquer ao longo da vertical e relativamente a uma superfície isanostérica de referência (δ_r), sobre a qual eventualmente a velocidade possa ser conhecida. Este procedimento nos conduzirá a estimativas de perfis verticais de velocidade geostrofica relativa, $u_g = u_g(z)$. Como efeito, indicando-se por p_r a pressão ao longo da superfície isanostérica de referência, δ_r , podemos escrever de acordo com a equação (10):

$$u_g(\delta_0) - u_g(\delta) = -\frac{1}{f} \frac{d}{dy} [\Delta D(\delta) + \delta \cdot p] \quad (13)$$

$$u_g(\delta_0) - u_g(\delta_r) = -\frac{1}{f} \frac{d}{dy} [\Delta D(\delta_r) + \delta_r \cdot p_r] \quad (14)$$

com a aceleração potencial dessas equações sendo definida por:

$$\Delta D(\delta) + \delta \cdot p = \int_{\delta_0}^{\delta} p \cdot d\delta \quad (15)$$

e

$$\Delta D(\delta_r) + \delta_r \cdot p_r = \int_{\delta_0}^{\delta_r} p \cdot d\delta \quad (16)$$

Subtraindo-se as equações (13) e (14), temos:

$$u_g(\delta) - u_g(\delta_r) = \frac{1}{f} \frac{d}{dy} [\Delta D(\delta) - \Delta D(\delta_r) + \delta \cdot p - \delta_r \cdot p_r] \quad (17)$$

A partir das equações (15) e (16), obtêm-se a seguinte expressão que nos permite a determinação da aceleração potencial da equação (17)

$$\Delta D(\delta) - \Delta D(\delta_r) + \delta \cdot p - \delta_r \cdot p_r = \int_{\delta_r}^{\delta} p \cdot d\delta \quad (18)$$

As equações (17) e (18) permitem a estimativa da velocidade geostrofica, sobre qualquer superfície isanostérica, relativa à superfície isanostérica de referência. Em particular para $\delta = \delta_0$, verifica-se que essas equações são equivalentes às equações (10) e (12), respectivamente.

Os resultados obtidos, que serão apresentados graficamente de acordo com o método proposto por Montgomery & Stroup (1962), devem ser interpretados como um valor médio da corrente geostrofica entre os pares de verticais utilizados ao longo das secções. Neste método, a variação da corrente com a profundidade é representada por meio de faixas simétricas em relação à vertical, cuja largura é proporcional à velocidade.

O transporte de volume (ϕ_V) foi calculado por integração numérica da equação:

$$\phi_V = \Delta y \int_0^{z_r} u_g(z) dz \quad (19)$$

com Δy indicando a distância entre os pares de verticais utilizadas no cálculo da velocidade geostrofica u_g , e z_r a profundidade da linha isanostérica de referência. O transporte de volume assim calculado foi expresso em unidades de Sverdrup

$$[1 \text{ Sverdrup (1 Sv)} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}].$$

Para que os resultados obtidos de ϕ_V pudessem ser apresentados e analisados sobre o diagrama T-S, de acordo com o método proposto por Montgomery & Stroup (1962), em correspondência com classes de temperatura e de linhas isanostéricas representadas sobre esse diagrama, a influência da pressão foi desprezada no cálculo da anomalia do volume específico, ou seja, nas equações (17) e (18) essa variável foi substituída pela anomalia termostérica, δ_T .

Apresentação e discussão dos resultados

1 - Distribuição das propriedades hidrográficas ao longo das secções

As distribuições de temperatura e de salinidade (Figs 3-6) mostram que, na época da coleta dos dados, as duas secções estavam ocupadas por águas provenientes da mistura de:

- Água Litoral (AL), Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS), se for utilizada a classificação proposta por Okuda (1962);
- Água Tropical (AT) e Água Subtropical (AST), utilizando-se a classificação proposta por Emilsson (1961).

As classificações devidas a esses dois autores são diferentes não só no que se refere à nomenclatura das massas de água, mas também nos seus intervalos de definição (valores de temperatura e de salinidade). Por exemplo, assumindo-se como massa de água "Água Tropical", o volume de água com temperaturas maiores do que 20°C e salinidades maiores do que 36‰, conforme sugerido por Emilsson (*op. cit.*), verifica-se que a AT ocupa toda a camada superficial das duas secções, prolongando-se até 30 m de profundidade nas estações mais próximas da costa, e até 100 m naquelas mais ao largo. Por outro lado, utilizando-se o triângulo de mistura proposto por Okuda (1962), constata-se que na massa de água "Água Tropical" (volume com mais de 50% do tipo de água "Água Tropical" presente na mistura) ocupa somente o extremo sul das secções (estações 338-339 e 340-341), estando situada entre a superfície e 60 m de profundidade, aproximadamente.

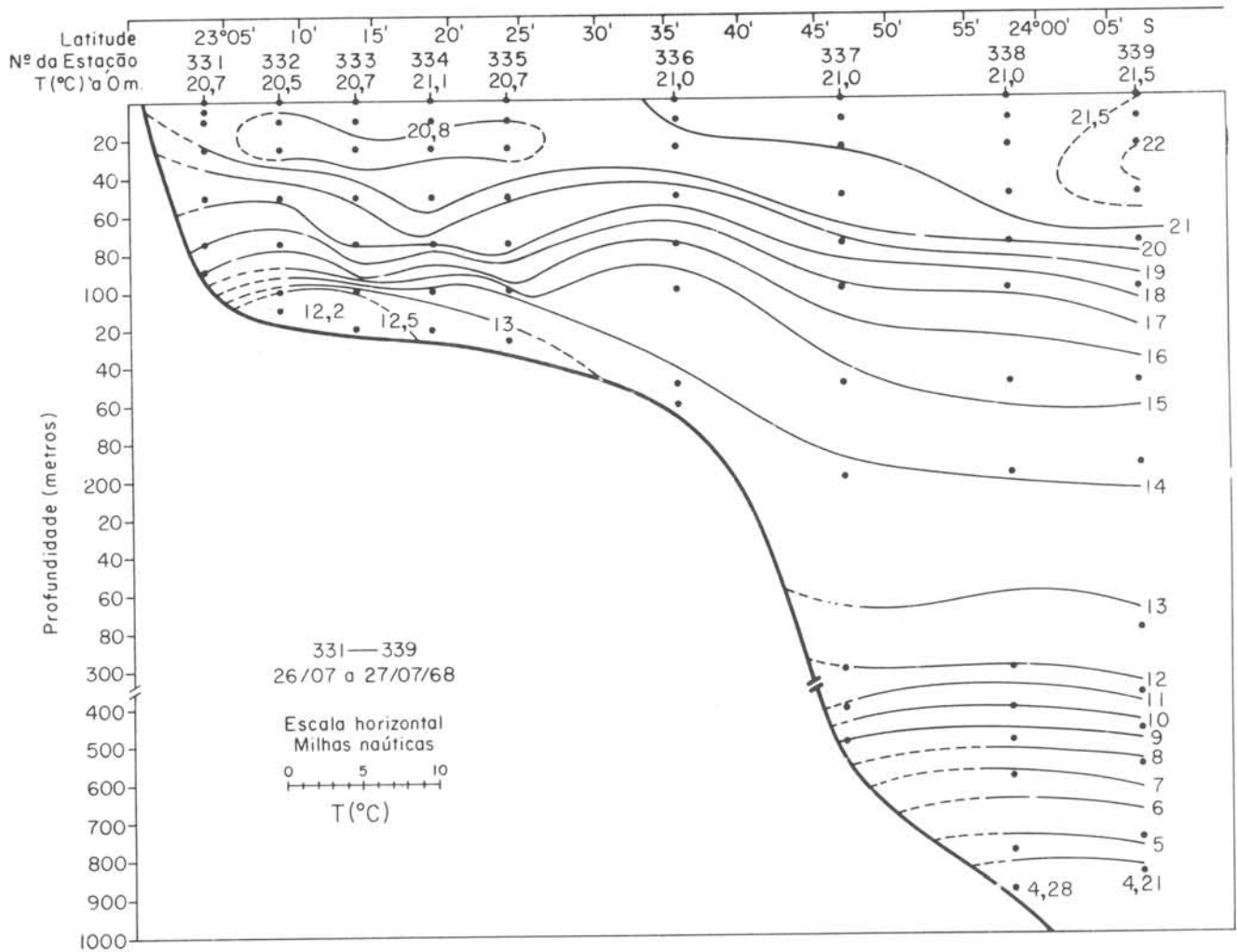


Fig. 3. Distribuição vertical da temperatura (Secção A).

Ambos os autores sugerem, ainda, que a Água Tropical é transportada pela Corrente do Brasil, rumo ao sul. Assim, a estimativa do contorno oceânico dessa corrente, nas secções amostradas, seria diferente, conforme fosse utilizada uma ou outra classificação para a AT.

Fato notável é a presença, em ambas as secções, de núcleos de água com baixas temperaturas ($T < 13^{\circ}\text{C}$) e baixas salinidades ($S < 35,2^{\circ}/\text{‰}$), sobre a plataforma continental, próximos à costa, em profundidades da ordem de 100 m. Tais núcleos, já observados por Mascarenhas Jr., Miranda & Rock (1971) e por Signorini (1976; 1978), podem ser provenientes da ressurgência gerada pelos ventos NE, a qual é um fenômeno freqüente na região, embora as distribuições de temperatura e de salinidade (Figs 3-6) não indiquem a presença desse fenômeno. A infiltração dessas águas frias e de baixa salinidade, sobre a plataforma continental, poderia também ser devida a vários mecanismos descritos por Signorini (1978), inclusive pelo chamado ajuste

baroclínico decorrente das flutuações da intensidade da Corrente do Brasil, o qual é evidenciado na distribuição do campo de massa que será analisado a seguir.

As distribuições de anomalia termostérica (δ_T) (Figs 7-8), acompanham, principalmente na secção B, a distribuição das isotermas. A elevação das isolinhas de δ_T em direção à estação 343 indica um fluxo geostrófico para ceste, entre as estações 340 e 342. Uma inclinação com mesmo sentido das isolinhas de anomalia termostérica, embora menos acentuada, também é notada na secção A, em direção à estação 336.

No campo de temperaturas o fenômeno citado no parágrafo anterior é observado como uma elevação do topo da termoclina, das regiões mais ao largo para a borda da plataforma continental, onde estão situadas as estações 336 a 343 (Figs 2-3; Tab. I).

Muito provavelmente, a variação da profundidade do topo da termoclina está também associada à infiltração da ACAS

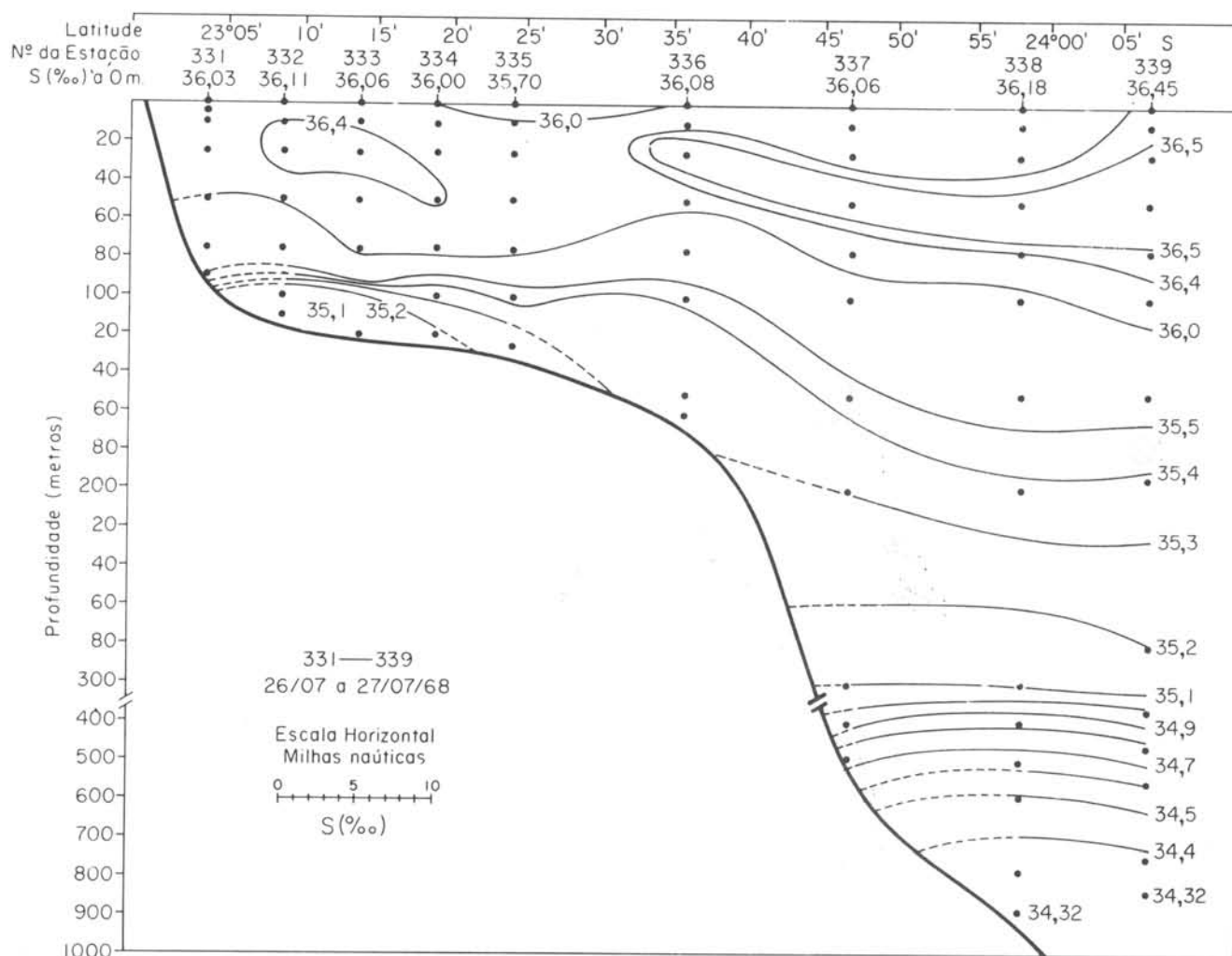


Fig. 4. Distribuição vertical da salinidade (Secção A).

sobre a plataforma continental.

Na parte mais profunda das secções (> 600 m) nota-se a presença da Água Intermediária Antártica (AIA).

2- Componente zonal da corrente geostrófica

A componente zonal da corrente geostrófica na borda da plataforma continental foi estimada pelas equações (17) e (18), apresentadas na teoria precedente. Para as secções amostradas assumiu-se como referência a superfície isanostérica $\sigma_r = 110 \text{ cl. ton}^{-1}$ a qual é aproximadamente uma superfície de nível. A profundidade dessa superfície, z_r (p_r), foi considerada constante ao longo de cada uma das secções sendo essa constante igual a 535 m e a 550 m para as secções localizadas ao sul (A) e a leste (B) de Cabo Frio, respectivamente, (Fig. 1).

Onde a profundidade é menor do que a profundidade da superfície de referência, a parte sólida do fundo submarino foi

substituída por uma porção fictícia de água do mar em repouso. Consequentemente, nessa região as linhas isanostéricas foram consideradas como linhas de nível e foram extrapoladas à partir do ponto de intersecção das linhas isanostéricas do oceano real com o fundo submarino, de acordo com o método proposto por Helland-Hansen em 1934 e apresentado por Sverdrup, Johnson & Fleming (1942, p. 450). Com a aplicação desse método de extrapolação do campo de massa fica satisfeita a condição de contorno $u_g = 0$, sobre o fundo do mar.

De acordo com a prática usual em oceanografia, a profundidade em metros e a pressão em decibares foram consideradas numericamente iguais. No cálculo da aceleração potencial (eq. 18), que é a função a ser determinada por integração numérica, as profundidades (pressões) de ocorrência das linhas isanostéricas selecionadas (110, 120, ... cl. ton^{-1}), foram obtidas por interpola-

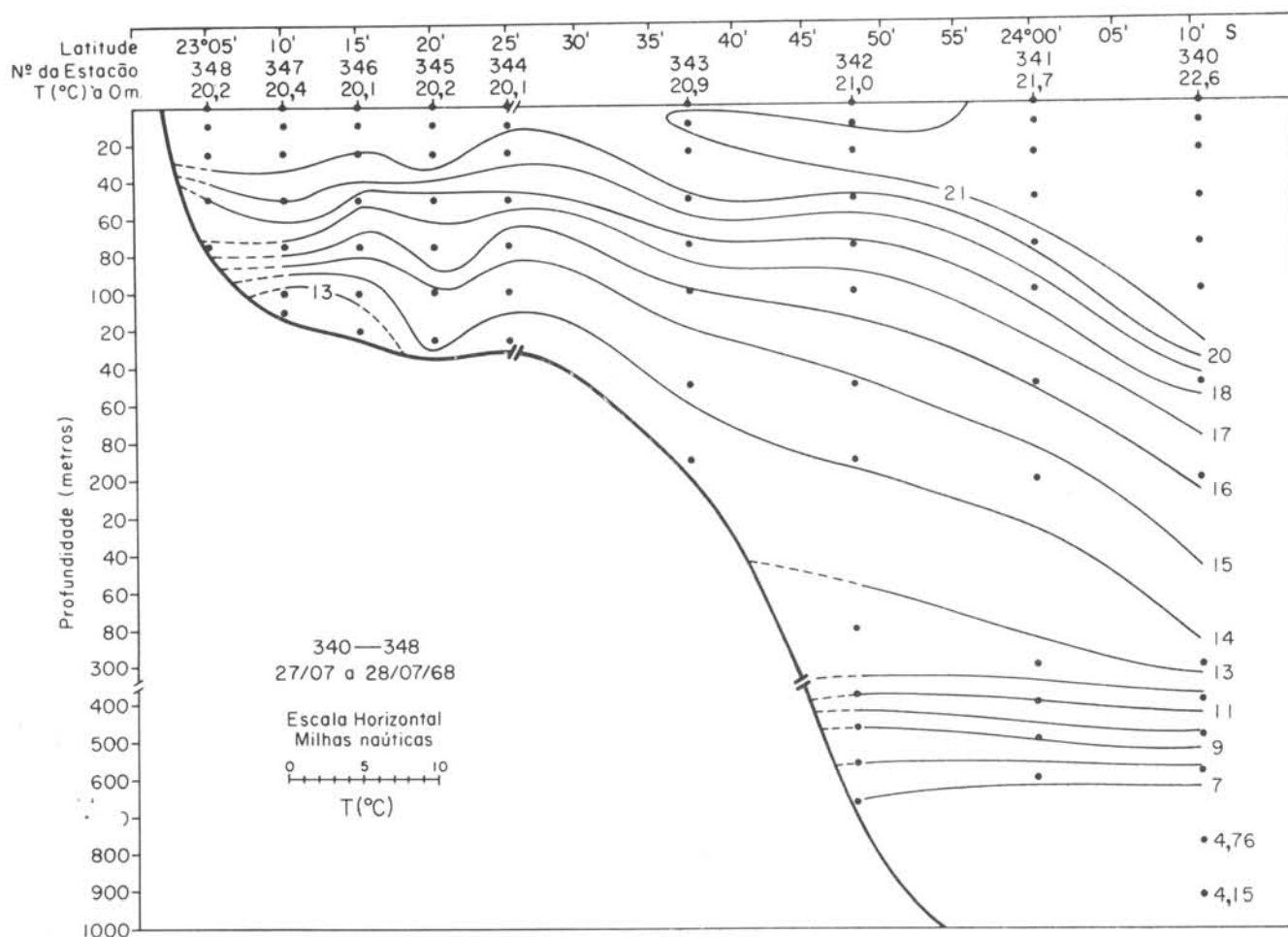


Fig. 5. Distribuição vertical da temperatura (Secção B).

Tab. I - Profundidades do topo da termoclina nas estações da Secção B

Estação	Profundidade (m)
340	90
341	50
342	35
343-347	< 20

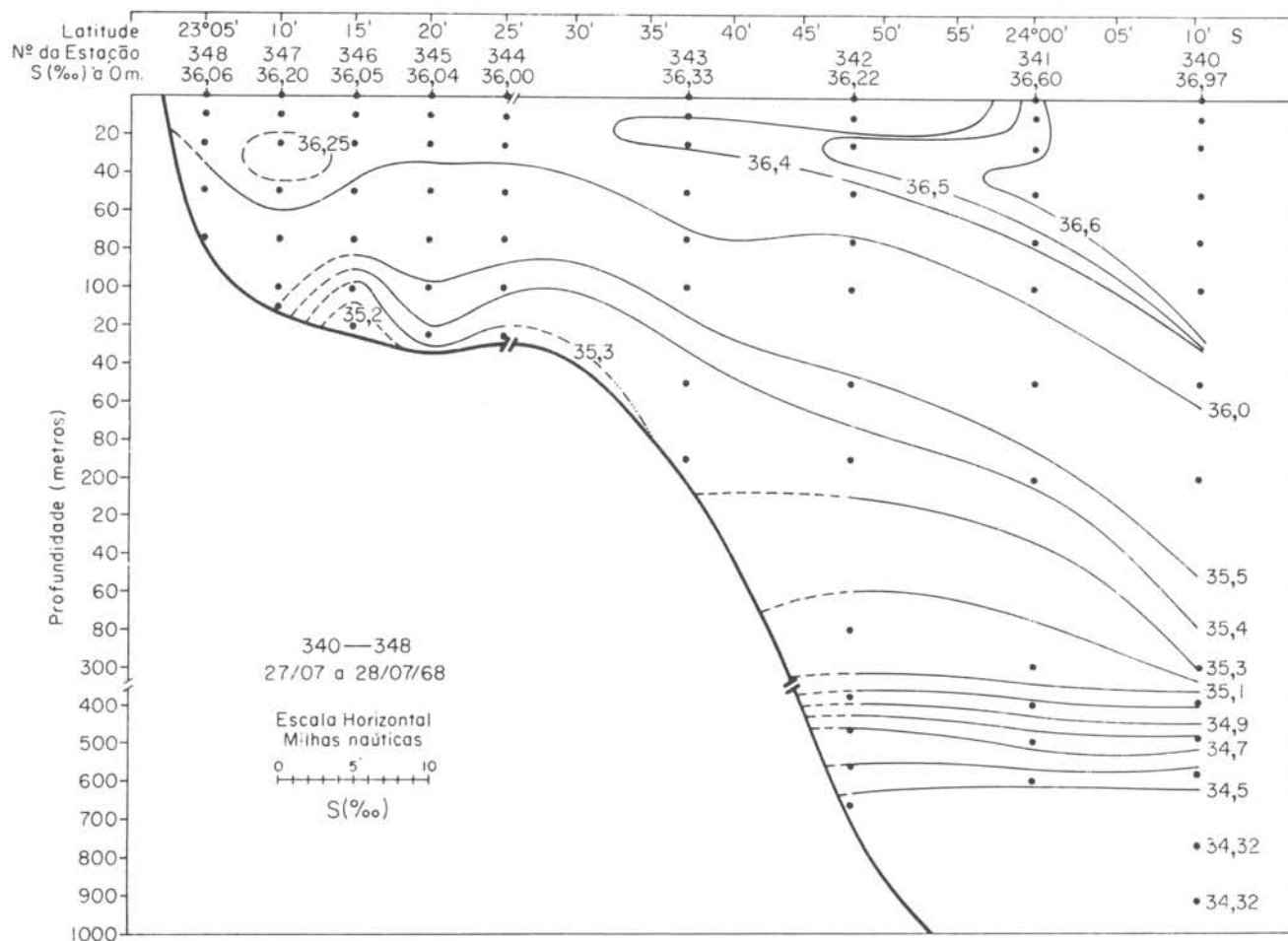


Fig. 6. Distribuição vertical da salinidade (Secção B).

ção gráfica diretamente dos perfis verticais $\delta_T = \delta_T(p)$ nas estações oceanográficas e das distribuições verticais dessa propriedade (Figs 7 e 8), para o caso das verticais intermediárias. Os gradientes da aceleração potencial foram calculados para pares de verticais adjacentes, sendo uma dessas verticais uma estação oceanográfica e a outra um ponto intermediário entre duas estações.

Nas Figuras 9 e 10 apresentamos os resultados obtidos para a componente zonal da corrente geostrófica nas secções analisadas (secções A e B). Embora essas secções estejam separadas por uma distância não superior a 15 milhas náuticas, notam-se algumas diferenças na velocidade média calculada, diferenças estas que se reais são decorrentes da complexidade da circulação nessa região a qual, de acordo com trabalhos anteriores, a-

presenta vórtices e meandros. Os movimentos com sentidos opostos, observados ao sul da latitude de 23°45'S, podem ser resultado da ocorrência de um vórtice ciclônico com eixo principal inclinado com relação à direção leste-oeste. A possibilidade da ocorrência de singularidade no campo de velocidade (convergência e divergência), pode estar sendo indicada não somente pela oposição de sentidos como também pelas diferenças de velocidade através dessas secções.

A principal característica comum à circulação nessas secções é a ocorrência de correntes mais intensas ao sul da latitude de 24°S, onde elas fluem para oeste com velocidades de -37 cm.s^{-1} e -49 cm.s^{-1} para as secções A e B, respectivamente. Na primeira secção nota-se uma maior uniformidade da velocidade em profundidade, observando-se no an-

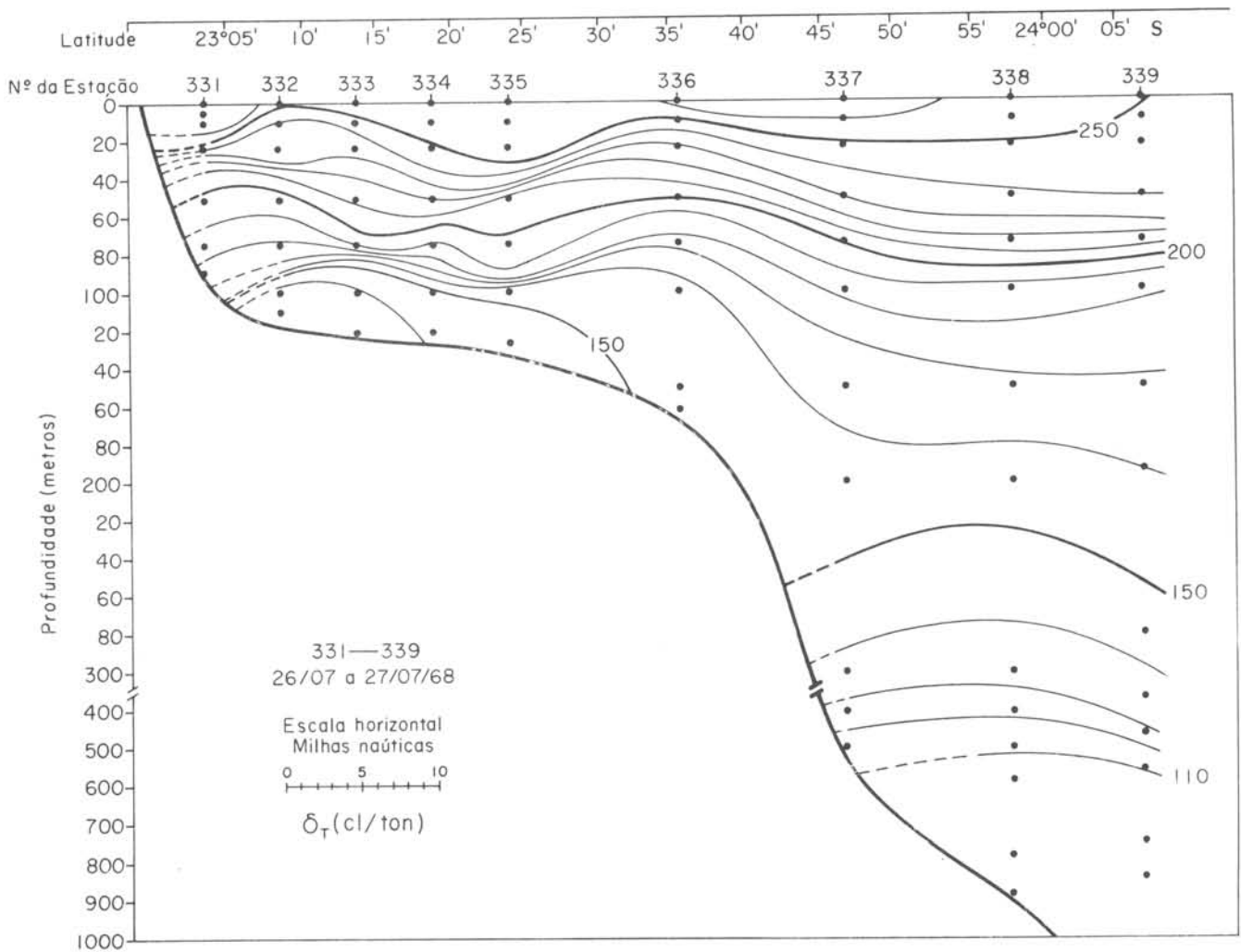


Fig. 7. Distribuição vertical da anomalia termostérica (Secção A).

tanto um ligeiro aumento cujo máximo de -42 cm.s^{-1} é atingido sobre a isanostérica de 170 cl.ton^{-1} , a 140 m de profundidade.

Ambas as secções apresentam também componentes da corrente fluindo para leste e conseqüentemente em direção oposta à corrente predominante. Nas faixas compreendidas pelas latitudes $23^{\circ}47' - 23^{\circ}58'$ (Secção A) e $23^{\circ}42' - 23^{\circ}48'$ (Secção B) essas correntes estão presentes em toda a coluna de água, com seus valores máximos de 12 cm.s^{-1} e 8 cm.s^{-1} , respectivamente, ocorrendo entre as isanostéricas de 150 e 160 cl.ton^{-1} . O fluxo para leste sob a piconclina (delimitada pela isanostérica de 200 cl.ton^{-1}) e adjacente à borda da plataforma continental, o qual transporta quase exclusivamente a ACAS, é igual a $0,43 \text{ Sv}$ e $0,38$ para as secções A e B,

respectivamente. Esses valores, obtidos pela somatória dos fluxos parciais apresentados nas Figuras 11 e 12, são praticamente iguais para as duas secções analisadas e sugerem uma característica importante para a circulação na borda da plataforma continental, isto é, a existência provável de uma contra corrente subsuperficial.

Ao norte da latitude de $23^{\circ}46' \text{ S}$ a comparação dos resultados obtidos nessas secções, para uma mesma latitude, mostra valores mais intensos (29 cm.s^{-1}) para a secção A.

Considerando-se que as secções A e B foram percorridas em sentidos opostos, de norte para o sul e de sul para o norte, respectivamente, justifica-se a deriva do N/Oc. "Prof. W. B. Snard" para oeste (Fig. 1), tendo-se em vista a predominância dos movimentos em superfície

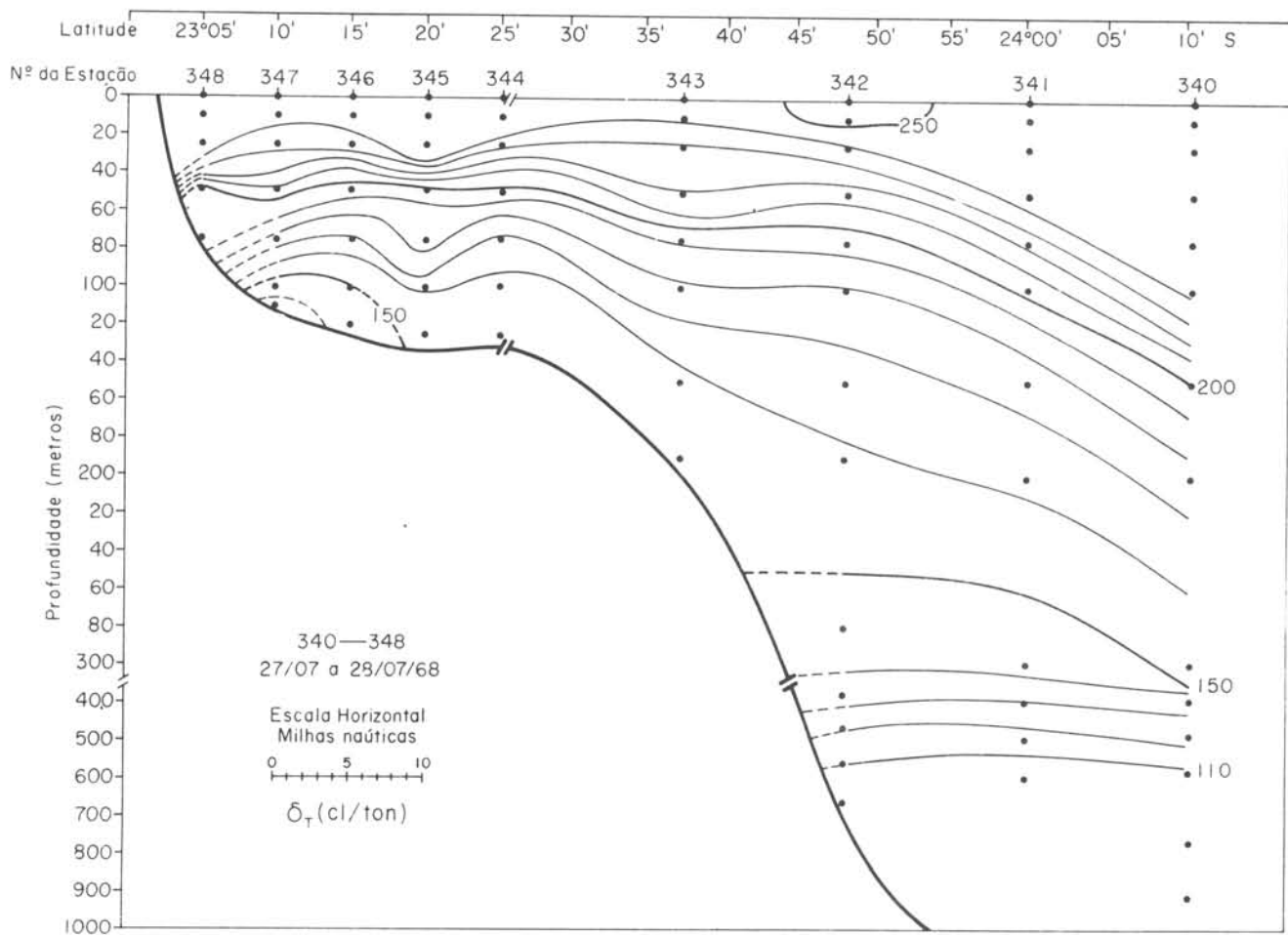


Fig. 8. Distribuição vertical da anomalia termostérica (Secção B).

nesse sentido.

3 - Fluxo zonal

O fluxo zonal foi calculado por integração numérica da equação 19. O método para apresentação dos resultados foi uma inovação introduzida por Montgomery & Stroup (1962), a qual permitiu locar o fluxo sobre o diagrama T-S em correspondência com classes convenientemente escolhidas e delimitadas por intervalos de anomalia termostérica e de temperatura (salinidade). Tendo-se em vista a amplitude de variação dessas propriedades da água do mar, essas classes foram selecionadas com amplitudes de $\Delta\delta_T = 20$ cl. ton⁻¹ e $\Delta T = 1^\circ\text{C}$.

Nas Figuras 11 e 12 são apresentados os fluxos calculados para cada uma das seções A e B, respectivamente. Essas figuras são diagramas T-S com a família

de isolinhas representando a anomalia termostérica a intervalos de 20 cl. ton⁻¹. De acordo com a orientação do sistema de referência utilizado, os valores positivos indicam fluxo para leste e os negativos para oeste. Nessas figuras verifica-se que os fluxos parciais, distribuídos nas classes correspondentes, assumem uma configuração semelhante à da curva T-S característica para a massa de Água Central do Atlântico Sul (ACAS), presente na região em estudo.

Através da seção A (Fig. 11) verifica-se que o transporte parcial mais intenso para oeste ocorre na camada superficial (acima da isanostérica de 200 cl. ton⁻¹) com 0,29 Sv e transportando águas com temperatura e salinidade variáveis entre 21 e 22°C e 36,1 - 38,8‰, respectivamente. Em profundidades intermediárias (entre as isanostéricas de 140 e

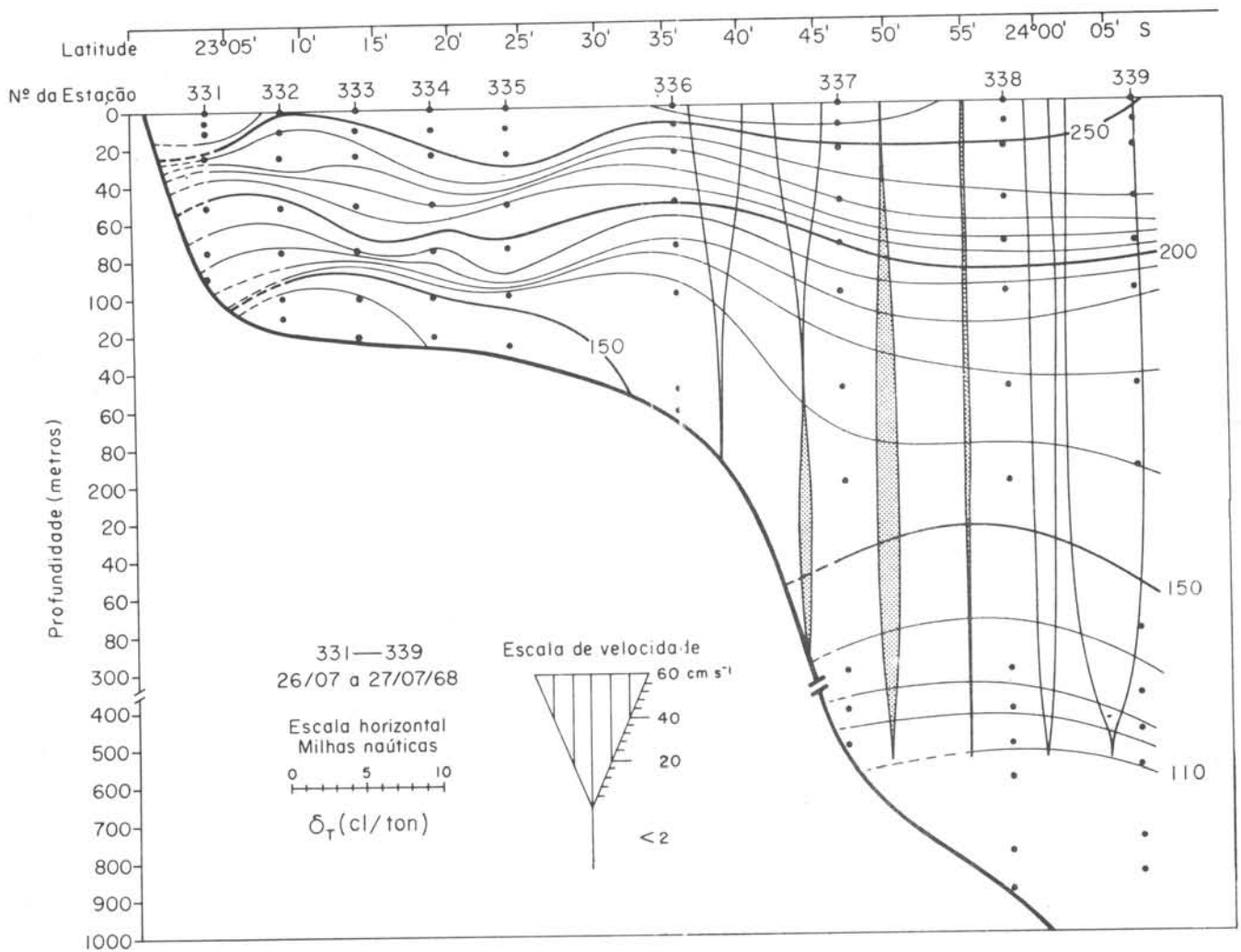


Fig. 9. Distribuição da componente zonal da velocidade geostrofica (Secção A), relativa à superfície isanostérica de 110 cl/ton, mostrada por faixas verticais cuja largura é proporcional à intensidade da corrente, de acordo com a escala de velocidade. As faixas sombreadas indicam movimento para leste e as brancas para oeste.

160 cl.ton⁻¹) observa-se também a ocorrência de fluxo quase tão intenso quanto o anterior, o qual transporta para oeste águas com 13°C < T < 14°C e 35‰ < S < 35,5‰. Esses fluxos são produzidos pelas correntes mais intensas observadas ao longo da secção, e ocorrem no seu extremo sul.

Na distribuição dos fluxos parciais ao longo da Secção B (Fig. 12), nota-se uma nítida predominância do transporte para oeste na camada superficial (acima da isanostérica de 200 cl.ton⁻¹). Nessa camada os fluxos resultantes são iguais

a 0,02 Sv e - 1,54 Sv e o máximo parcial para oeste (-0,48 Sv) está locado na mesma classe de ocorrência do máximo parcial na Secção A.

Os fluxos totais resultantes para leste e oeste são: 0,52 Sv e -2,24 Sv através da Secção A e, 0,40 Sv e -2,59 para a Secção B com a maior parte do fluxo para leste ocorrendo sob a isanostérica de 200 cl.ton⁻¹. O fluxo resultante para oeste representa uma parcela da influência da Corrente do Brasil na borda da plataforma continental, cujo fluxo estimado para essa região e mesma

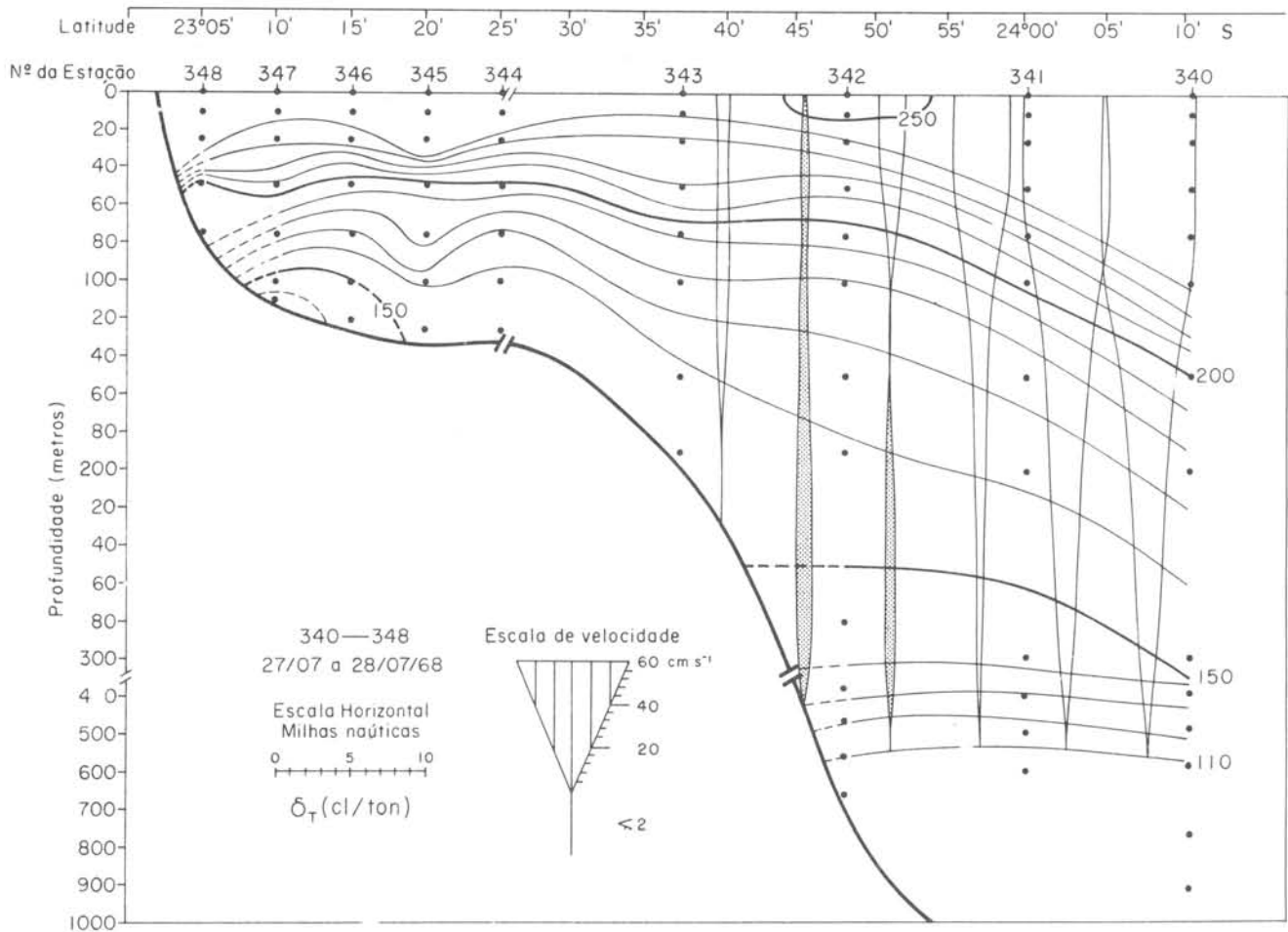


Fig. 10. Distribuição da componente zonal da velocidade geostrófica (Secção B), relativa à superfície isanostérica de 110 cl/ton, mostrada por faixas verticais cuja largura é proporcional à intensidade da corrente, de acordo com a escala de velocidade. As faixas sombreadas indicam movimento para leste e as brancas para oeste.

época do ano por Signorini (1978) é de 9,4 Sv.

Conclusões

As distribuições verticais das propriedades físicas independentes, temperatura e salinidade, revelam a presença de valores extremos na camada superficial ao sul das secções: máximos de salinidade ($S > 36,4\text{‰}$) associados a ligeiras inversões de temperatura ($T > 21^{\circ}\text{C}$). O campo de massa mostrado pelas linhas isanostéricas indica que esses extremos estão associados a uma estabilidade estática vertical estável. Esse fato, já evidenciado em trabalhos anteriores, sugere que essa característica, induzida por processos advectivos e difusivos

na região de cisalhamento ciclônico da Corrente do Brasil, é quase permanente.

Ao norte e sobre a plataforma continental observa-se também a ocorrência de máximos sob a camada superficial, os quais parecem indicar uma influência residual dos máximos observados ao sul; estes mais pronunciados ao longo da secção A, contrastam com os mínimos isolados presentes sobre o fundo da plataforma continental ($T < 13^{\circ}\text{C}$ e $S < 35,3\text{‰}$).

Na camada superficial os movimentos estimados pelo modelo são predominantemente para oeste, com velocidade máxima de $-49\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ocorrendo no sul da secção B. Em ambas as secções observam-se correntes mais fracas ($< 5\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) fluindo para leste; esta pode ser uma

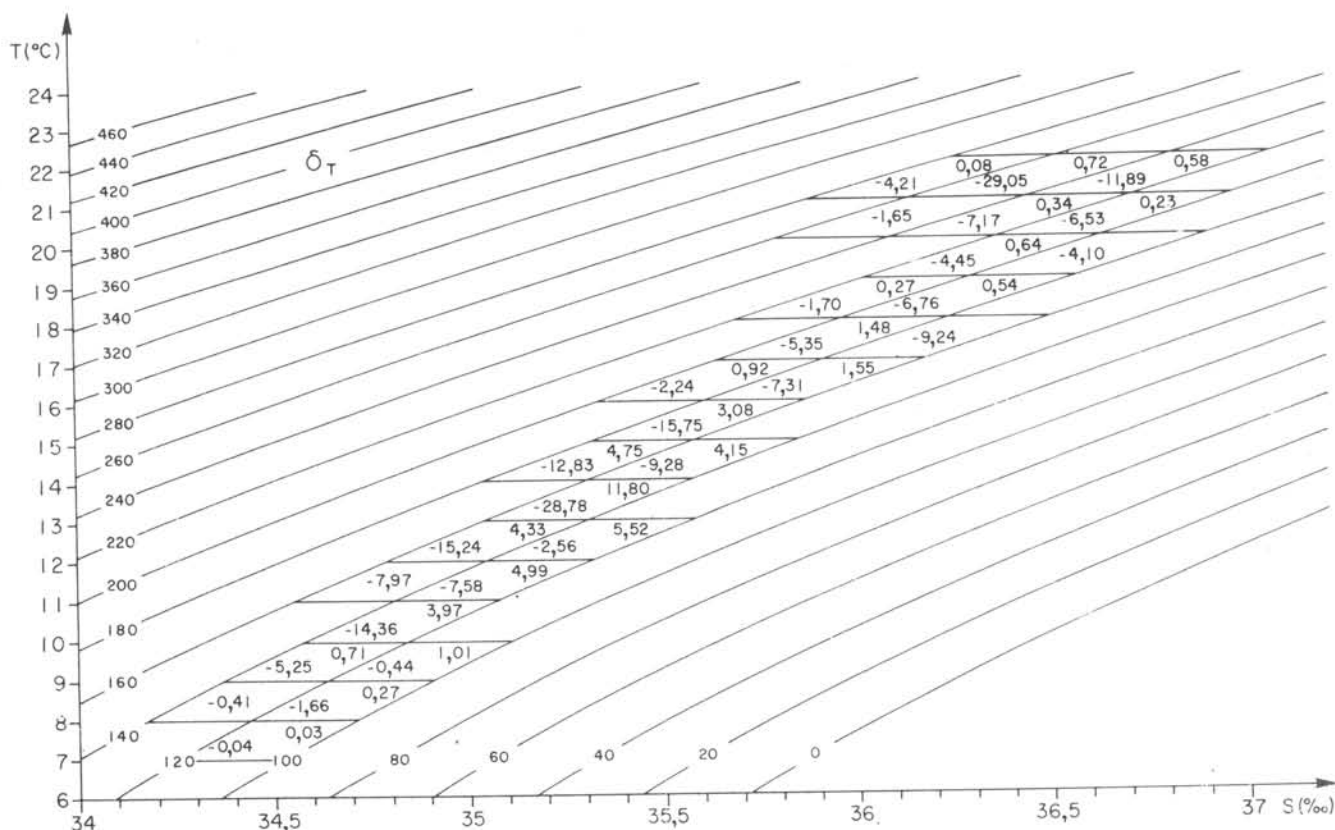


Fig. 11. Distribuição no diagrama T-S da componente zonal do fluxo de volume (em 10^2 Sv) da corrente geostrófica através da Secção A ($23^\circ 35' - 24^\circ 05' \text{ S}$). Valores positivos indicam fluxo para leste e os negativos para oeste. Fluxo total: $0,52 \text{ Sv}$ e $-2,24 \text{ Sv}$.

conseqüência ocasional das flutuações do campo de massa, as quais não são necessariamente acompanhadas por flutuações correspondentes da corrente geostrófica real.

Os movimentos mais significativos para leste ocorrem sob a picnoclina e sua velocidade máxima chega a atingir o valor de 12 cm.s^{-1} . O transporte de volume associado a esse movimento é praticamente igual para as duas secções analisadas, $0,43 \text{ Sv}$ e $0,38 \text{ Sv}$ e sugere a provável existência de uma corrente subsuperficial. No sentido oeste o fluxo é mais intenso atingindo valores de $-2,24 \text{ Sv}$ e $-2,68 \text{ Sv}$ através das secções A e B, respectivamente.

Resumo

A circulação geostrófica e as condições hidrográficas, na borda da plataforma

continental adjacente ao Cabo Frio (RJ), são analisadas ao longo de duas secções verticais realizadas em julho de 1968. A principal característica resultante dessa análise é a ocorrência de movimentos para leste e oeste, com velocidades estimadas atingindo valores de até 12 cm.s^{-1} e -49 cm.s^{-1} , respectivamente. Os movimentos para leste apresentam um fluxo de volume de $0,52 \text{ Sv}$ ($0,40 \text{ Sv}$) e as maiores velocidades são atingidas abaixo da picnoclina e na região adjacente à borda da plataforma continental. O principal movimento para oeste, tem as maiores velocidades na camada de superfície, e os pequenos valores do transporte de volume, de $-2,24 \text{ Sv}$ ($-2,68 \text{ Sv}$), sugerem que as observações hidrográficas foram realizadas na região de cisalhamento ciclônico da Corrente do Brasil. Detalhes da distribuição do fluxo de volume são apresentados sobre o diagrama

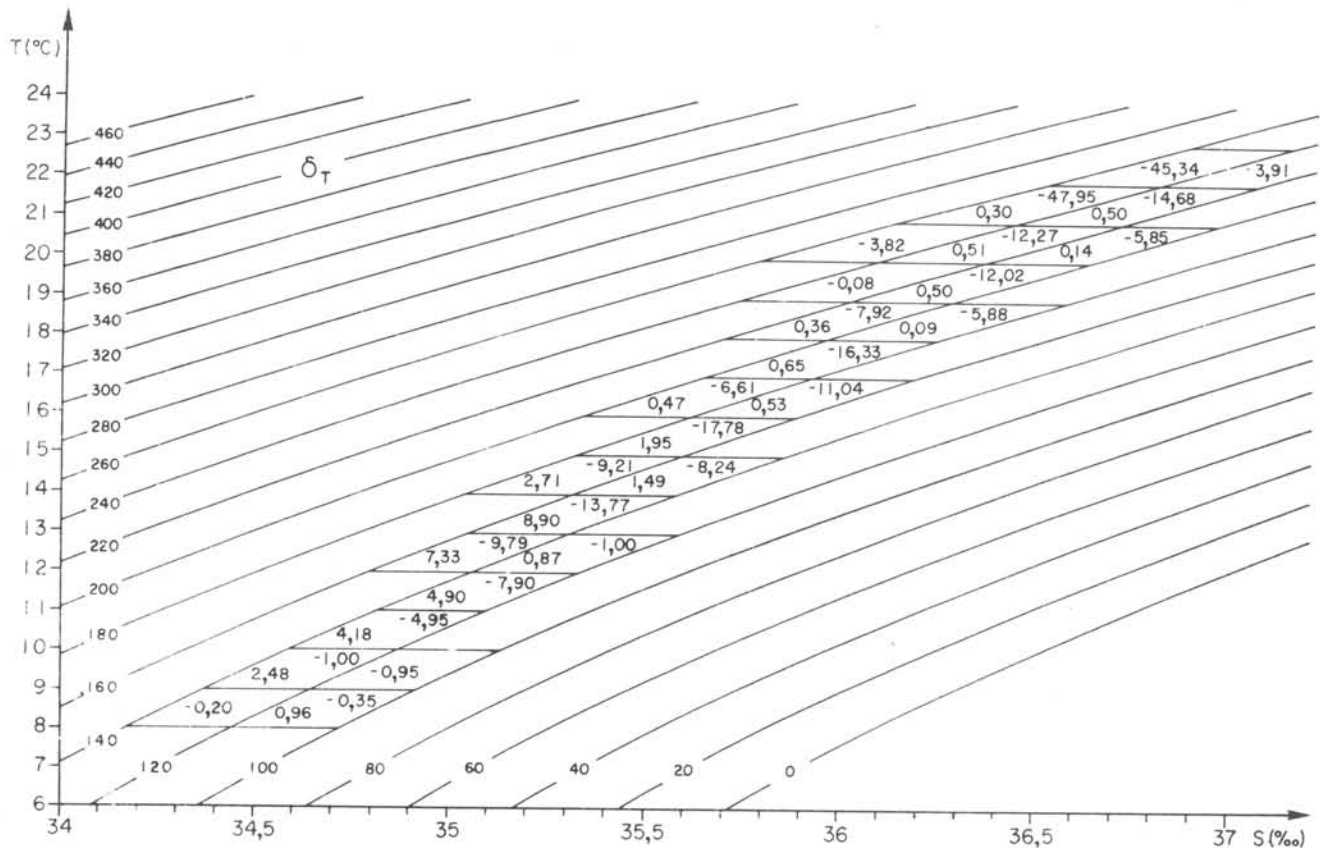


Fig. 12. Distribuição no diagrama T-S da componente zonal do fluxo de volume (em $10^2 \cdot S_V$) da corrente geostrófica através da Secção B ($23^\circ 35' - 24^\circ 10'S$). Valores positivos indicam fluxo para leste e os negativos para oeste. Fluxo total: $0,40 S_V$ e $-2,69 S_V$.

T-S, em correspondência com classes delimitadas por intervalos de variação da anomalia termostérica e da temperatura.

au Cabo Frio au Brésil. Bull. Inf. Com. cent. Océanogr. Étude Côtes, 7(2):58-63.

Agradecimentos

À Organização dos Estados Americanos, pelo incentivo recebido ao permitir a inclusão da análise de dados obtidos em cruzeiros oceanográficos anteriores, como uma das metas do Projeto Multinacional de Ciências do Mar. Ao Sr. Francisco J. J. Pêcora pela colaboração nos cálculos e desenhos auxiliares, ao Sr. Marco Antonio Montalban pela elaboração dos desenhos finais e à Srta. Marilza Correia pelos trabalhos de datilografia.

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.

Bibliografia

ALLARD, P. 1955. Anomalies dans les températures de l'eau de mer observées

EMILSSON, I. 1956. Relatório e resultados físico-químicos de três cruzeiros oceanográficos em 1956. Contrções.

- Inst. oceanogr. Univ. S Paulo, sér. Ocean. fís., (1):1-70.
- _____ 1959. Alguns aspectos físicos e químicos das águas marinhas brasileiras. *Ciênc. Cult.*, S Paulo, 11(2):44-54.
- _____ 1961. The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Bolm Inst. oceanogr.*, S Paulo, 11(2): 101-112.
- FOFONOFF, N. P. 1962. Dynamics of ocean currents. In: Hill, M.N., ed. - *The sea; ideas and observations on progress in the study of the seas*. New York, Interscience, vol. 1, :323-395.
- FOMIN, L. M. 1964. The dynamic method in oceanography. Amsterdam, Elsevier, p. 212.
- MASCARENHAS, JR., A. da S.; MIRANDA, L. B. de & ROCK, N. J. 1971. A study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. In: Costlow Jr., J.D., ed. - *Fertility of the sea*. New York, Gordon & Breach, vol. 1: 285-308.
- MONTGOMERY, R. B. 1937. A suggested method for representing gradient flow in isentropic surfaces. *Bull. Amer. meteor. 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. *The Johns Hopkins Oceanogr. Stud.*, (1): 68 p.
- _____ & WOOSTER, W. S. 1954. Thermosteric anomaly and the analysis of serial oceanographic data. *Deep Sea Res.*, 2:63-70.
- OKUDA, T. 1962. Physical and chemical oceanography over continental shelf between Cabo Frio and Vitória (central Brazil). *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 20 th. Anniversary Vol.: 514-540.
- SIGNORINI, S. R. 1976. Contribuição ao estudo da circulação e do transporte de volume da Corrente do Brasil entre Cabo de São Tomé e a Baía de Guanabara. *Bolm Inst. oceanogr.*, S Paulo, 25:157-220.
- _____ 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.
- SILVA, P. de C. M. da 1957. Oceanografia do triângulo Cabo Frio-Trindade-Salvador. *Anais hidrogr.*, 16:213-308.
- SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W. & FLEMING, R. H. 1942. *The oceans, their physics, chemistry and general biology*. New Jersey, Prentice Hall, p. 450.

(Recebido em 16/03/1979)