

Yoshimine Ikeda

**VARIAÇÕES MENSAIS DA TEMPERATURA, DOS TERMOS
ADVECTIVOS E DIFUSIVOS DE CALOR E DO CALOR
ARMAZENADO NA CAMADA SUPERIOR DO OCEANO
(área oceânica compreendida entre as Longitudes 034°W e 049°W
e Latitudes 15°S e 30°S)**

**Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da
Universidade de São Paulo para obtenção do
Título de Livre Docente junto ao Departamento
de Oceanografia Física**

**São Paulo
1980**

R E S U M O

O presente trabalho tem por objetivo de terminar as variações mensais de temperatura, dos termos advectivos e difusivos de calor e do calor armazenado na camada superior do oceano na região compreendida entre - as longitudes de 034°W e 049°W e latitudes de 15°S e 30°S .

Quando adotamos o valor do cálculo do resíduo do balanço de calor entre o oceano e atmosfera, para estimar os termos mencionados, estamos sendo obrigados a incluir os erros decorrentes da determinação de to dos os componentes do balanço de calor, isto é, da deter minação da radiação solar incidente (ondas curtas), da radiação atmosférica incidente (ondas longas), da radiação emitida pela superfície do oceano, do calor latente (precipitação e evaporação) e do calor sensível.

E para evitar estes erros, propomos pa ra a área em estudo um método alternativo, isto é, deter minar os termos advectivos e difusivos de calor e do calor armazenado a partir de distribuições mensais de temperatura e de campo de velocidade. Os dados de temperatura foram obtidos pelo satélite da série NOAA e os dados de correntes oceânicas de superfície a partir de publicações da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN).

Os resultados mais importantes obtidos foram: regiões oceânicas distintas em que ocorrem tempe

raturas médias mensais máximas e mínimas; áreas em que o oceano cede calor para a atmosfera, indicando a presença da Corrente do Brasil transportando águas mais quentes para latitudes maiores; aumento (diminuição) - gradual da variação do calor armazenado, partindo das latitudes maiores para as menores nos períodos de aquecimento (resfriamento).

A B S T R A C T

The main purpose of this study was to determine monthly variations of sea surface temperature, advection, diffusive and storage heat in the upper layer of the oceanic region between longitudes 034°W and 49°W and latitudes 15°S and 30°S .

We take the residual of heat balance computation between ocean and atmosphere to estimate the above mentioned terms we are including the errors resulting from the determination of all components, namely, solar incident radiation (short waves), atmospheric incident radiation (long waves), radiation emitted by the sea surface, latent heat (precipitation and evaporation) and sensible heat.

To avoid these errors an alternative method is suggested, the direct determination of the advective and diffusive terms of heat and storage heat from the monthly distribution of temperature and velocity field. Temperature data were obtained from NOAA series Satelitte and from surface oceanic currents data published by the Diretoria de Hidrografia e Navegação.

The major results obtained for the area were: distinct oceanic regions where maxima and

minima mean monthly temperatures occur; regions with a heat flux from the ocean to the atmosphere, indicating the presence of the Brazil Current transporting warmer waters to higher latitudes; a gradual increase (decrease) in the variation of the storage heat, from higher towards lower latitudes in the heating (cooling) periods.

Í N D I C E

Agradecimentos.....	I
Resumo.....	II
Índice.....	VI
Lista de Figuras.....	VII
Parte I - Introdução.....	1
Parte II - Material e métodos.....	8
Parte III - Resultados.....	13
Parte IV - Discussão.....	14
Parte V - Conclusões.....	15
Bibliografia.....	16
Figuras.....	20
Apêndice.....	127

LISTA DE FIGURAS

	pag.
Fig. 1 - A região em estudo.....	20
Fig. 2 a 14 - Médias mensais e anual de temperatura de superfície do mar.....	21
Fig. 15 - Amplitude anual da temperatura de superfície do mar.....	34
Fig. 16 e 17 - Meses em que ocorrem os máximos e os mínimos valores médios mensais de temperatura de superfície do mar.....	35
Fig. 18 a 25 - Variação latitudinal da temperatura média mensal de superfície do mar.....	37
Fig. 26 a 38 - Médias mensais e anual da corrente oceânica de superfície.....	45
Fig. 39 a 51 - Médias mensais e anual do gradiente de temperatura de superfície do mar.....	58
Fig. 52 a 63 - Variação mensal do calor armazenado na camada superior do oceano (100m).....	71
Fig. 64 a 76 - Transporte médio mensal e anual de calor por correntes oceânicas na camada superior do oceano (100m).	83

	pag.
Fig. 77 a 89 - Transporte médio mensal por difusão turbulenta na camada superior do oceano (100m).....	96
Fig. 90 a 102 - Balanço médio mensal e anual do fluxo de calor na camada superior do oceano (100m).....	109
Fig. 103 a 107 - Variação mensal do fluxo de calor para diversas áreas oceânicas de 2° x 2° (lat. x long.)....	122

INTRODUÇÃO

Faremos uma revisão bibliográfica dos principais trabalhos que contribuíram para o conhecimento das distribuições de temperatura e de correntes oceânicas da região em estudo (Figura 1).

Schumacher (1943), apresenta variações mensais das características gerais da circulação na superfície do Oceano Atlântico Sul. A corrente do Brasil se apresenta mais intensa (01 nó) nos meses: janeiro, outubro e dezembro; menos intensa (1/2 nó) nos meses: fevereiro, abril e setembro.

Emilsson (1961), com os dados coletados durante os três cruzeiros oceanográficos realizados em 1956, observou que a Corrente do Brasil flue regularmente e é mais estável no verão, enquanto que no inverno ela flue irregularmente formando vórtices e meandros que avançam em direção à costa.

Defant (1961), ao apresentar as distribuições de temperatura, menciona o Atlas de Bönneck publicado em 1936 como a representação mais compreensiva sobre as variações mensais para a temperatura na superfície do Oceano Atlântico. Para elaboração desse Atlas, Bönneck utilizou-se das informações obtidas durante a expedição do "Meteor" (1925-27) e também de todas as informações disponíveis de temperatura observadas no Oceano Atlântico.

Luedemann (1970), utilizando os dados das garrafas de deriva durante o período de 1960 a 1964 lançadas ao largo de Santos (SP), observou fluxos em direção ao norte nos meses de abril, maio e dezembro. De julho a novembro, observou fluxos em direção ao sul.

Mascarenhas et al (1971), analisando os resultados do período de janeiro de 1968 à julho de 1969, determinaram uma circulação costeira na plataforma e no talude continental na região de Cabo Frio (RJ).

Luedemann & Rock (1971), usando garrafas de deriva em três cruzeiros oceanográficos realizados em julho de 1969, janeiro/69 e maio/69, observaram que a intensidade da Corrente do Brasil entre Cabo Frio (RJ) e Rio Grande do Sul (RS), é aproximadamente o dobro no verão em relação ao inverno.

Matsuura (1975), utilizou cartões de deriva para estudar as correntes de superfície do mar entre a Ilha de São Sebastião (SP) e Cabo Frio (RJ). O autor conduziu este experimento para determinar derivas de ovos e larvas de sardinhas.

Signorini (1976), fez um estudo da variação da Corrente do Brasil na área compreendida entre Cabo de São Tomé (RJ) e a Baía de Guanabara (RJ) para os períodos de abril e julho de 1970 e julho de 1973. - Utilizando modelo geostrófico para circulação oceânica, determinou máximas velocidades da corrente de ordem de

$14 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Nesse trabalho foram localizados dois vórtices anti-ciclônicos e um meandro entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ).

Inostroza Villagra & Maluf (1978), além de outros parâmetros oceanográficos deram uma descrição - cartográfica da temperatura em diversos níveis de profundidade: a 0 metros (superfície), 50 metros e no fundo, para a área entre Cabo de São Tomé a Itajaí.

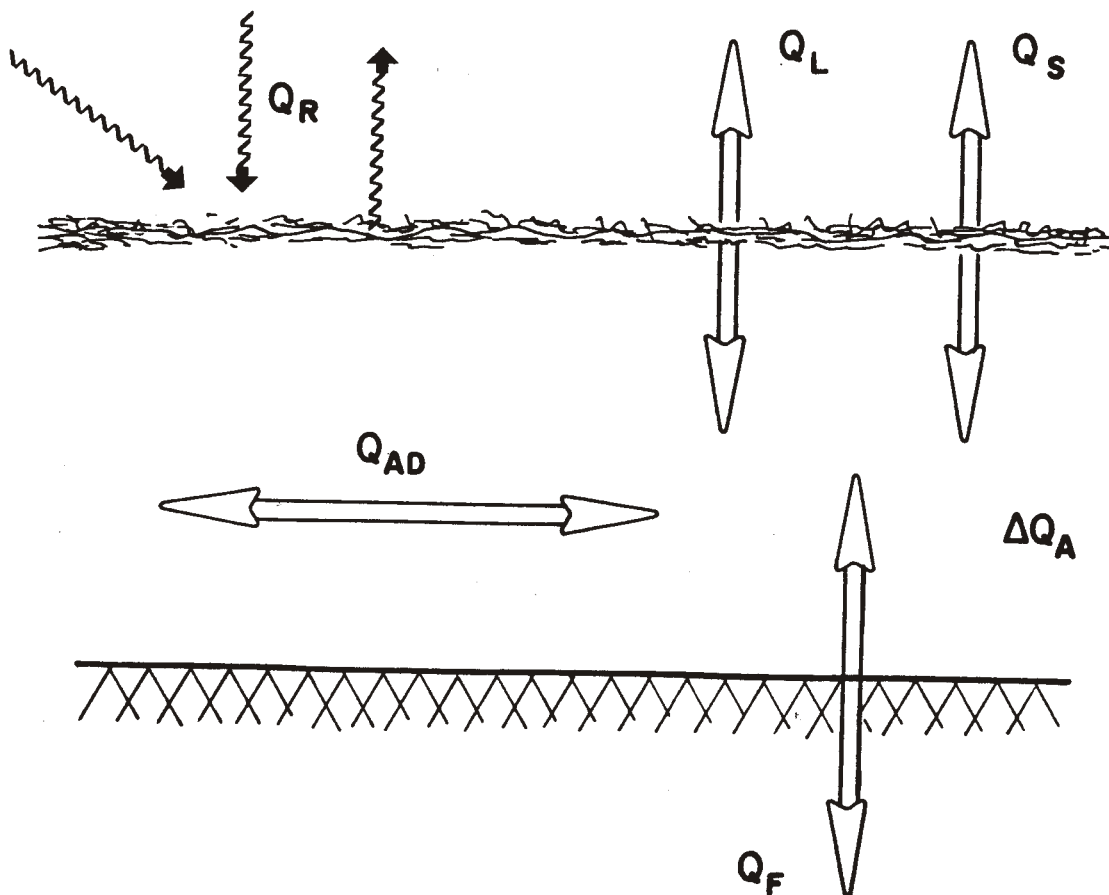
Inostrozza Villagra & Stech (1979), utilizando dados das estações oceanográficas da região compreendida entre Cabo Frio (RJ) e Ilha Grande (RJ), estabeleceram uma correlação entre a estrutura térmica superficial e a vertical, com a finalidade de obter um método para construir cartas de temperatura para camadas sub-superficiais, a partir dos dados oceanográficos e de dados dos sensores termais dos satélites da série NOAA.

Miranda & Castro (1980) calcularam a corrente geostrófica e o transporte de volume numa secção transversal de 160 mn de comprimento através da Corrente do Brasil, ao longo da latitude de 19°S . A velocidade máxima da corrente em superfície, próxima ao talude continental, foi de 72 cms^{-1} , e, para um fluxo contrário, adjacente à região de cisalhamento anti-ciclônico, foi de até 17 cms^{-1} . O transporte de volume resultante para o sul foi de $6,49 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e sua contra parte igual a $1,9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Os autores citam vários trabalhos publicados sobre a Corrente do Brasil: Maury (1868), cartas de ventos e correntes; Silva (1957) reportando a influência

da topografia do Banco de Vitória no fluxo da Corrente do Brasil, Emilsson (1961), o desvio do fluxo desta corrente através dos bancos da Região de Abrolhos para leste; Ludemann (1975), sugerindo a complexidade da circulação de superfície e indicando fluxo para o sul com velocidades de até 1 nó.

Como a preocupação principal neste trabalho é descrever as variações mensais de temperatura e da troca de calor, far-se-ão algumas considerações teóricas.

Smirnova (1970) apresenta a equação para o balanço de calor de uma coluna de água do mar, desde a superfície até ao fundo, como segue:



$$Q_R + Q_F \pm Q_L \pm Q_S + Q_{AD} = \Delta Q_A \quad (1)$$

- onde:
- Q_R - balanço de radiação na superfície
 - Q_F - troca de calor entre a água e o fundo oceano
 - Q_L - troca de calor na superfície do oceano associado com a evaporação e precipitação
 - Q_S - troca turbulenta de calor com a atmosfera
 - Q_{AD} - troca advectiva-difusiva de calor na água
 - ΔQ_A - variação do calor armazenado

e, que o valor de Q_F é menor do que os outros termos, - sendo desta forma desprezível ($Q_F \approx 0$).

A soma das quantidades Q_R , Q_L e Q_S de termina o fluxo de calor através da superfície do oceano, igual a diferença entre o fluxo de calor advectivo-difusivo e a variação do calor armazenado:

$$Q = \Delta Q_A - Q_{AD} \quad (2)$$

O método indireto para determinar o valor médio anual de Q_{AD} é calcular o balanço de calor entre o oceano e a atmosfera, e, assumir que ΔQ_A não varie de ano para ano ($\Delta Q_A = 0$).

Isto é,

$$Q = Q_R \pm Q_L \pm Q_S = Q_{AD} \quad (3)$$

Privett (1960) encontrou para a nossa área valores de Q que variam de -20 a 150 cal cm⁻²dia⁻¹, e Budiko (1974) valores que variam de -40 a 80 cal cm⁻² dia⁻¹.

Para o método direto (Apendice I), Smirnova (op. cit.), a partir da temperatura (\bar{T}), das componentes da corrente oceânica (\bar{u} e \bar{v}) e da profundidade da termoclina (H) chegou a expressão que se segue:

$$\int_0^H \frac{\partial T}{\partial t} dz = (K_z \frac{\partial T}{\partial z})_H - (WT)_H + KV^2_{TH} - (\bar{u} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y}) H + Q \quad [\text{cal cm}^{-2} \text{dia}^{-1}] \quad (4)$$

O nosso objetivo é determinar quantitativamente:

1) a variação do calor armazenado

$$\int_0^H \frac{\partial T}{\partial t} dz = \Delta Q_A \quad [\text{cal cm}^{-2} \text{dia}^{-1}] \quad (5)$$

2) o termo advectivo de calor

$$\left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \bar{u} + \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \bar{v} \right) H = Q_C \quad (6)$$
$$\left[\text{cal cm}^{-2} \text{dia}^{-1} \right]$$

3) o termo difusivo de calor

$$KV^2 T H = Q_d \quad \left[\text{cal cm}^{-2} \text{dia}^{-1} \right] \quad (7)$$

A importância deste trabalho para a área em estudo reside no fato de que pela primeira vez são determinados diretamente os termos advectivos e difusivos de calor e a variação do calor armazenado, pois estes sempre foram estimados como o resíduo do balanço de calor entre o oceano e a atmosfera.

PARTE II

MATERIAL E MÉTODOS

Os dados utilizados neste trabalho foram os de temperatura da superfície do mar e os de corrente oceânica de superfície.

A temperatura de superfície foi obtida através do radiômetro infra-vermelho instalado a bordo do satélite NOAA, a intervalo semanal, durante o período de janeiro de 1977 a dezembro de 1977. Estas informações são provenientes do programa GOSSTCOMP (Cálculo Operacional da Temperatura de Superfície do Mar em todo Golfo) desenvolvido pelo NESS (Serviço Nacional de Satélite para o Meio Ambiente), do NOAA (Serviço Nacional de Satélite para o Meio Ambiente), do NOAA (Administração Nacional do Oceano e da Atmosfera), E.U.A..

Os valores médios mensais de correntes oceânicas de superfície foram obtidos do Atlas de Cartas Piloto publicado pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (Brasil, 1974).

No estudo da variação mensal, escolheu-se o período anual de janeiro de 1977 a dezembro de 1977, devido aos trabalhos recentes publicados por Strong & Pritchard, 1980. Strong & Pritchard, op. cit., que comparam as anomalias da temperatura de superfície do mar obtidos com os dados GOSSTCOMP com as obtidas di

retamente com os navios da NMFS (Serviço Nacional de Pesca Marinha, E.U.A.) para todo o Oceano Pacífico Norte e para áreas de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ (lat. x long.), período de inverno de 1977-78, obteve diferenças de $\pm 0,30^{\circ}\text{C}$. Citam ainda os autores que modificações no sistema de tratamento estatístico dos dados provenientes do satélite NOAA para gerar os dados GOSSTCOMP sofreram modificações no mês de maio de 1976, quando deixaram de utilizar a temperatura climatológica de campo como função excitadora para as áreas em que não houvesse possibilidades de obter medidas com os sensores. Outra pequena alteração foi realizada no mês de janeiro de 1977, quando nas áreas entre a costa e a Corrente do Golfo - havia nuvens persistentes. Desta forma, outras áreas do globo que estivessem nas mesmas condições passaram a ter possibilidades de ter informações de temperatura de superfície do mar. Ainda no mês de março de 1978, o sensor de 10,5 a 12,5 microns deixou de funcionar, sendo substituído por um de 11 microns para gerar dados GOSSTCOMP.

Da análise das médias mensais de temperatura de superfície para cada área de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (lat. x long.) para o ano de 1977, foram obtidos os valores médios mensais máximos e mínimos e a média anual.

Nos cálculos da variação do calor armazenado (equação 5) e dos termos advectivos (equação 6) e difusivos (equação 7), pressupusemos:

a) a variação linear da temperatura - desde a superfície até a uma profundidade H, como exceção do mês em que ocorre a média mensal mínima na superfície, a coluna será considerada isotérmica;

b) a profundidade H, como sendo a profundidade da termoclina onde as trocas verticais de calor são mínimas;

c) a profundidade H igual a 100 metros, segundo Navrotsky, 1970;

d) a variação linear da velocidade desde a superfície até a profundidade H;

e) $K = 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$;

f) não há variação de calor armazenado de ano para ano.

Utilizou-se o método das diferenças finitais para as derivadas parciais (Roache, 1972) e as equações 6 e 7 passam a:

$$Q_c = \left[\bar{u} \frac{\bar{T}_{i+1,j} - \bar{T}_{i-1,j}}{2\Delta x} + \bar{v} \frac{\bar{T}_{j+1,i} - \bar{T}_{j-1,i}}{2\Delta y} \right] H$$

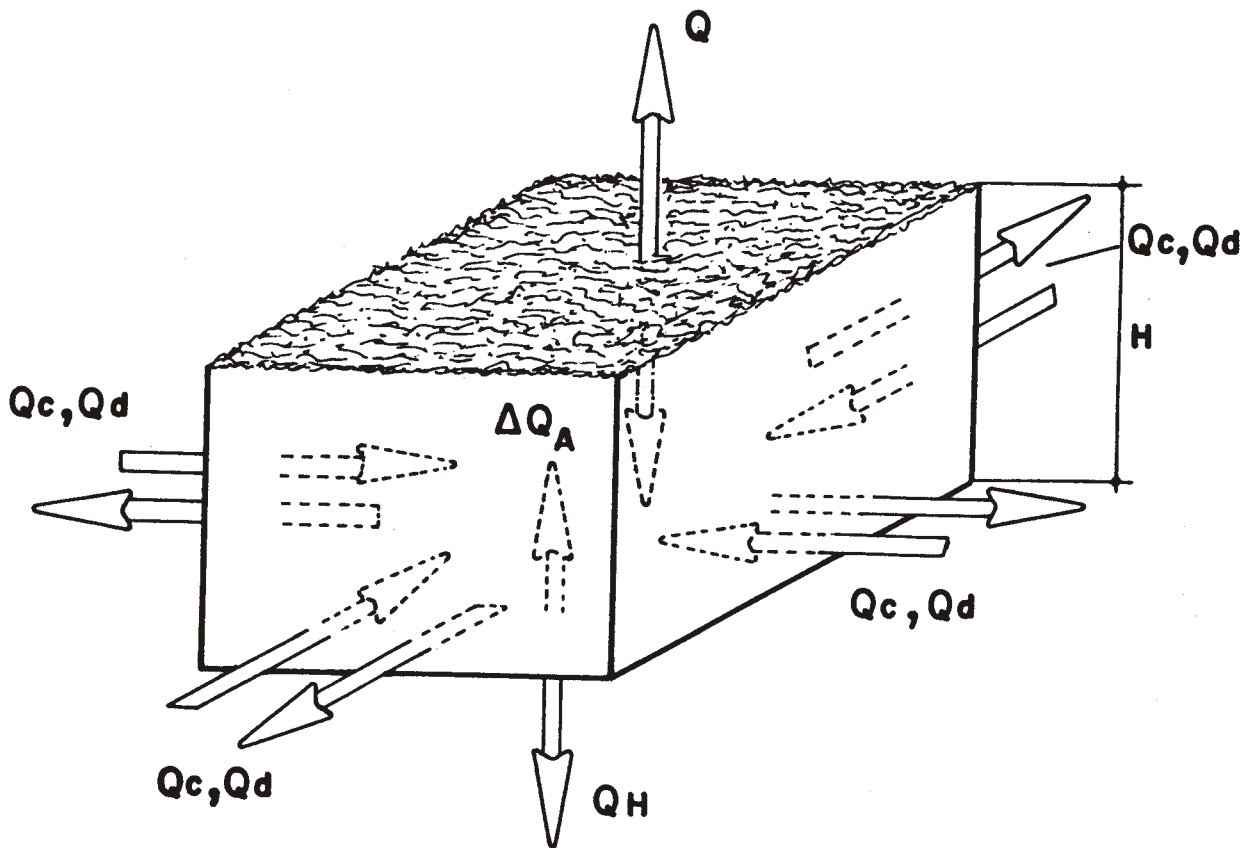
(8)

$$\left[\text{cal cm}^{-2} \text{ dia}^{-1} \right]$$

$$Q_d = k \frac{\bar{T}_{i+1,j} + \bar{T}_{i-1,j} - 2\bar{T}_{ij}}{\Delta x^2} + \frac{\bar{T}_{j+1,i} + \bar{T}_{j-1,i} - 2\bar{T}_{ij}}{\Delta y^2} H \quad (9)$$

[cal cm⁻² dia⁻¹]

Uma vez calculados os valores de Q_c , Q_d e ΔQ_A para cada área de 1° x 1° (lat. x long.) e adotando um volume de controle de 2° x 2° (lat. x long.), podemos determinar o balanço do fluxo de calor pelas paredes laterais desse volume, como mostra a figura - abaixo.



Atribuimos o sinal positivo (+) para a entrada de calor e o sinal negativo (-) para a saída de calor no volume de controle.

Por exemplo, se positivo (+), estaremos admitindo que houve uma entrada de calor pelas paredes laterais e que essa mesma quantidade deverá sair pela superfície superior e inferior, desde que o regime seja estacionário, então haja fonte e nem sumidouro: no caso negativo (-), deverá haver entrada de calor pela superfície e inferior.

Essas quantidades de calor que saem - ou entram pela superfície superior e inferior podem ser representadas pelos termos abaixo da equação 4.

Q - superfície superior

$$Q_H = \left(K_z \frac{T}{z} \right)_H - W_H (T_H - \bar{T}) \quad \text{- superfície inferior.}$$

Privett (1960) e Budiko (1974) determinaram para os oceanos do hemisfério sul valores para os termos Q , que neste trabalho serão utilizados para aferir a ordem de grandeza dos nossos resultados.

Assumiremos Q_H pequeno quando compararmos com Q , Q_C , Q_d e ΔQ_A .

PARTE III

R E S U L T A D O S

Nas figuras 2 a 14, representamos as médias mensais e anual de temperatura de superfície; na figura 15, a amplitude anual da temperatura; nas figuras 16 a 17, os meses em que ocorrem os máximos e os mínimos valores médios mensais; nas figuras 18 a 25, a variação latitudinal da temperatura média mensal da superfície para as longitudes de 034°W , 036°W , 040°W , 042°W , 044°W , 046°W e 048°W ; nas figuras 26 a 38, as médias mensais e anual da corrente de superfície; nas figuras 39 a 51, a média mensal e anual do gradiente de temperatura de superfície; nas figuras 52 a 63, a variação do calor armazenado (Q_A), equação 5, na camada superior do oceano (100m) para os meses de janeiro a dezembro; nas figuras 64 a 76, o transporte de calor por correntes (Q_C), equação 6, na camada superior do oceano (100m) para os meses de janeiro a dezembro e média anual; nas figuras 77 a 89, o transporte de calor por difusão turbulenta (Q_D), equação 7, na camada superior do oceano (100m) para os meses de janeiro a dezembro e média anual; nas figuras 90 a 102, o balanço do fluxo de calor (Q), na camada superior do oceano (100m) para os meses de janeiro a dezembro e média anual; nas figuras 103 a 107, a variação mensal dos termos advectivos e difusivos de calor na camada superior do oceano (100m) para diversas áreas de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (lat. x long.).

PARTE IV

D I S C U S S Ã O

O ponto crítico do trabalho é o da estimativa da velocidade média para a camada superior de 100m. Nós presumimos a velocidade variando linearmente desde a superfície até a profundidade H. Para uma melhor estimativa dessa velocidade média será necessário conhecer o sistema da Corrente do Brasil e das correntes oceânicas adjacentes.

Na determinação do gradiente e do laplaciano de temperatura para a camada superior, admitimos a temperatura variando linearmente desde a superfície até a profundidade H, com exceção dos meses que ocorrem os mínimos valores na superfície, quando consideramos a camada isotérmica. Os resultados obtidos são satisfatórios uma vez que os dados de temperatura de superfície utilizados são sinóticos e bem representativos para a área (dados de satélite da série NOAA).

Um outro ponto a ser abordado é o da determinação ou da escolha do coeficiente de difusão turbulenta ($K = 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$). Este valor foi adotado após vários testes (com diferentes valores de K) de comparação dos nossos resultados do balanço de fluxo anual com os do resíduo determinado por Irivett (1960) e Budiko (1974).

PARTE V

C O N C L U S Õ E S

Os resultados mais importantes são:

- 1 - As amplitudes anuais da temperatura de superfície aumentam das latitudes menores para maiores;
- 2 - Regiões distintas e que ocorrem máximas e mínimas temperaturas médias mensais;
- 3 - Áreas em que o oceano cede calor para a atmosfera, indicando a presença da Corrente do Brasil transportando águas mais quentes para latitudes maiores;
- 4 - Aumento (diminuição) gradual da variação do calor armazenado, partindo das latitudes maiores para as menores nos períodos de aquecimento (resfriamento).

B I B L I O G R A F I A

BRASIL, MINISTÉRIO DA MARINHA, D.H.N.

1974 Atlas de cartas piloto. n.º 14.200.

BUDIKO, M.I.

1974 Heat balance of the Globe. International Geophysics series. 18, 140-251.

DEFANT, A.

1961 Physical Oceanography. Oxford, Pergamon Press, vol. 1.

EMILSSON, I.

1961 The shelf and coastal waters of southern Brasil. Bolm. Inst. Oceanogr., S. Paulo, 11(2): 101-112.

LUEDEMANN, E.F.

1970 Contribuição ao estudo da ecologia da área marítima de Santos, através de observações da circulação de superfície. Caderno de Ciências da Terra. Simpósio de Ecologia Inter-tropical XXII Reunião anual da SBPC - 5-11 de julho de 1970. 5: 17-19.

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, 1: 267-283.

INOSTROZA VILLAGRA, H.M. & MALUF, S.

- 1978 Atlas de estruturas oceanográficas da costa sudoeste do Brasil para estudos de sensoriamento remoto. Relatório INPE - 1179.

INOSTROZA VILLAGRA, H.M. & STECH, J.L.

- 1979 Temperatura das águas da costa sudoeste do Brasil, obtidas através de dados oceanográficos e de dados de satélite da série NOAA. Relatório INPE-1569.

MATSUURA, Y.

- 1975 A study surface currents in the spawning area of Brazilian Sardine. Bolm. Inst. Oceanogr., S. Paulo, 24: 31-44.

MASCARENHAS Jr., A.S., MIRANDA, L.B. & 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, 1: 285-308.

MIRANDA, L.B. de & CASTRO FILHO, B.M.

- 1980 Geostrophic flow conditions of the Brazil Current at 19°S (submetido à publicação - na Revista Ciência Interamericana, n.º especial: Ciências do Mar.

NAVROTSKIY, V.V.

- 1970 Statistics of the thermocline in the Atlantic Ocean. *Oceanology*, 11, 4, 517-524.

PRIVETT, D.W.

- 1960 The exchange of energy between the atmosphere and the southern hemisphere. *Geophysical Memoirs*, 13, 4, 61 pp.

ROACHE, P.J.

- 1972 Computational fluid dynamics. Hermosa Publishers. 446 pp.

SCHUMACHER, A.

- 1943 Monatskarten der Oberflächens - Tromunger in Aquatorialen und Sudlichen Atlantischen Ozean *Annu Hydrogr. Berl.*, (4/6): 209-219.

SIGNORINI, S.R.

- 1976 Contribuição ao estudo da circulação e do transporte de volume da corrente do Brasil entre o Cabo de São Tomé e a Baía de Guanabara. Bolm. Inst. Oceanogr., S. Paulo, 25: 157-220.

SMIRNOVA, A.I.

- 1970 Heat transfer by currents in the North Atlantic. Oceanology, 10, 1, 21-27.

STRONG, A.E. & PRITCHARD, J.A.

- 1980 Regular monthly mean temperatures of earth's oceans from satellites. Bulletin American Meteorological Society. 553-559.



Fig. 1 - A região em estudo.

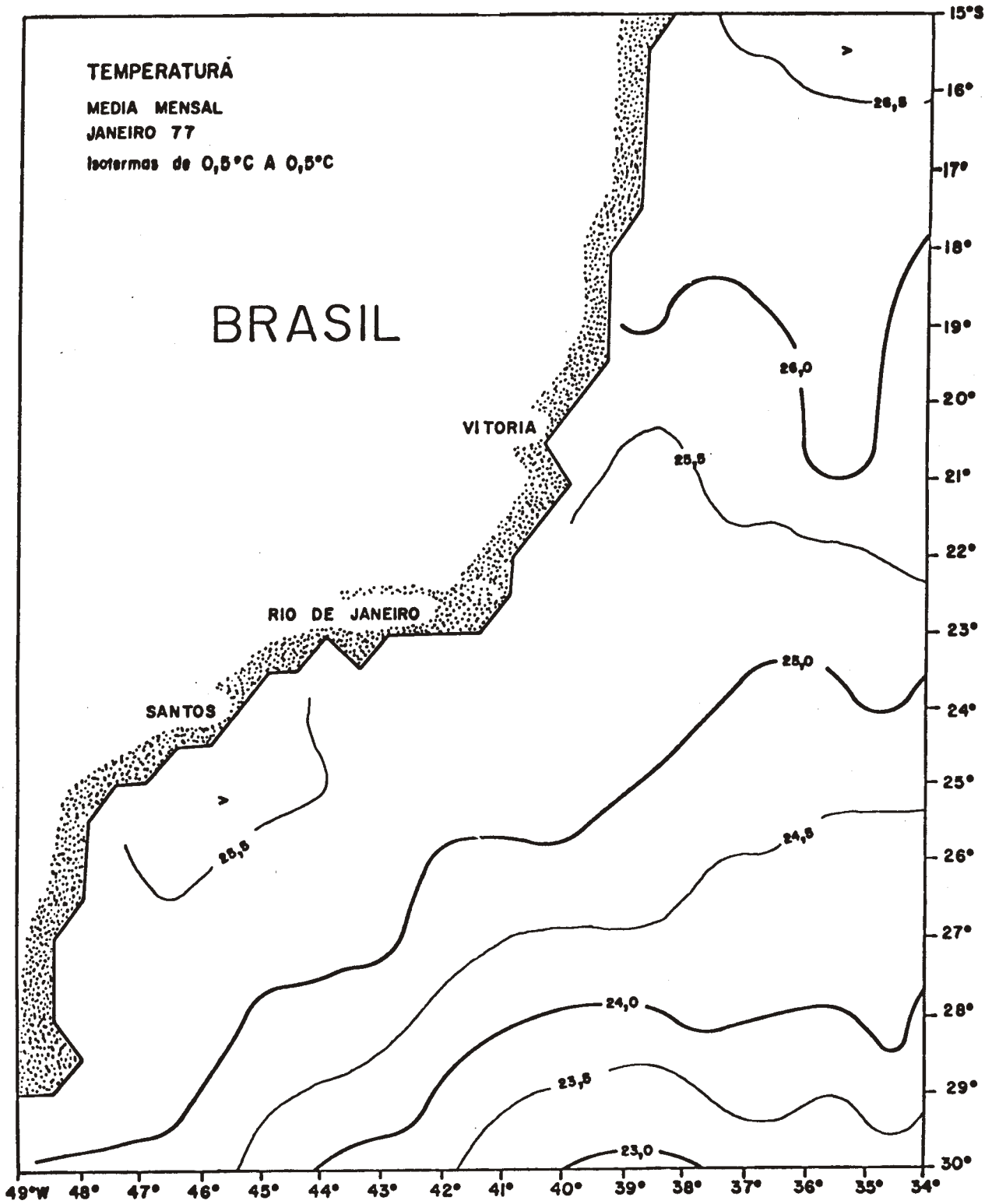


Fig. 2 - Temperatura média de superfície - janeiro.

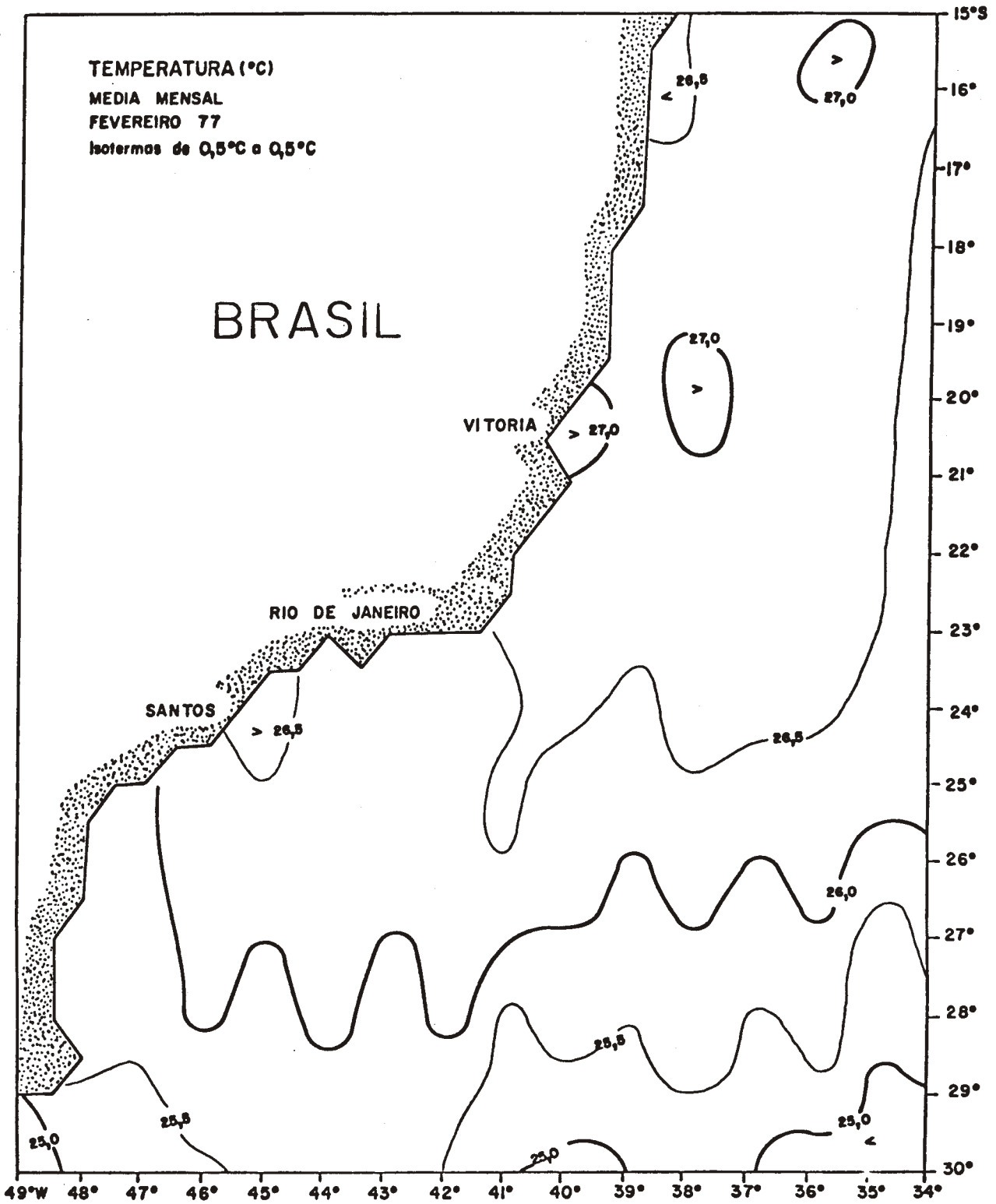


Figura 3 - Temperatura média de superfície - fevereiro.

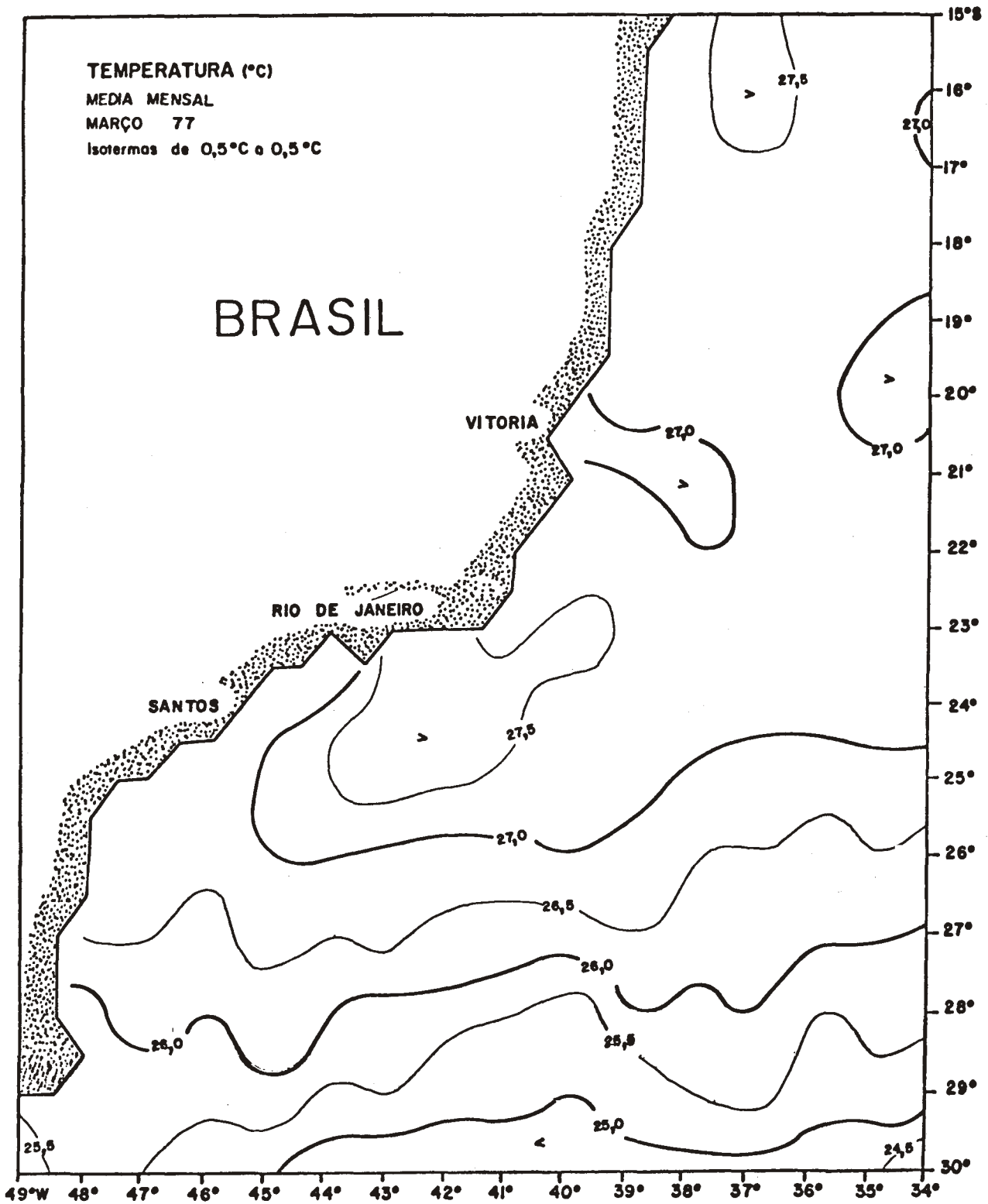


Fig. 4 - Temperatura média de superfície - março.

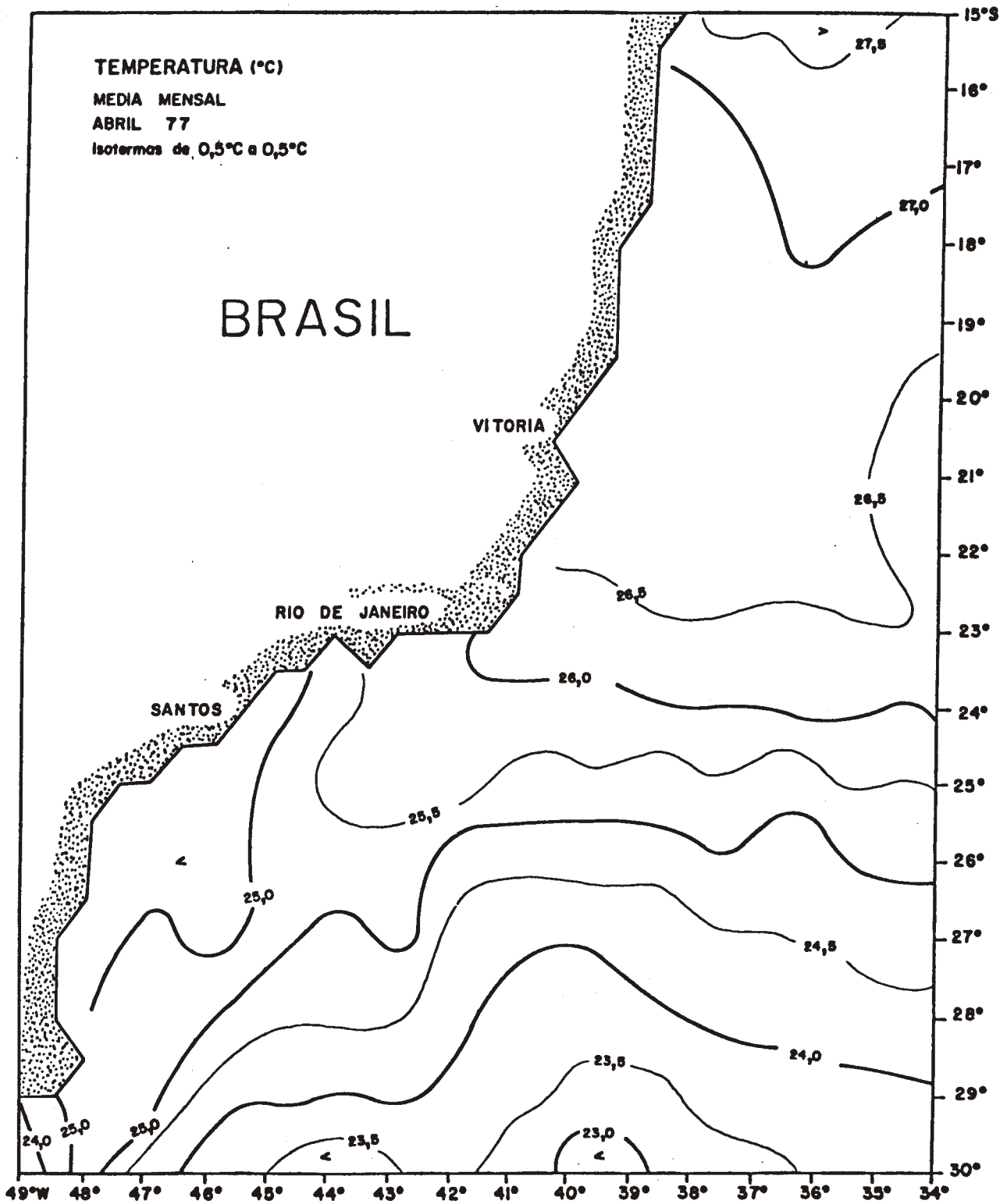


Fig. 5 - Temperatura média de superfície - abril.

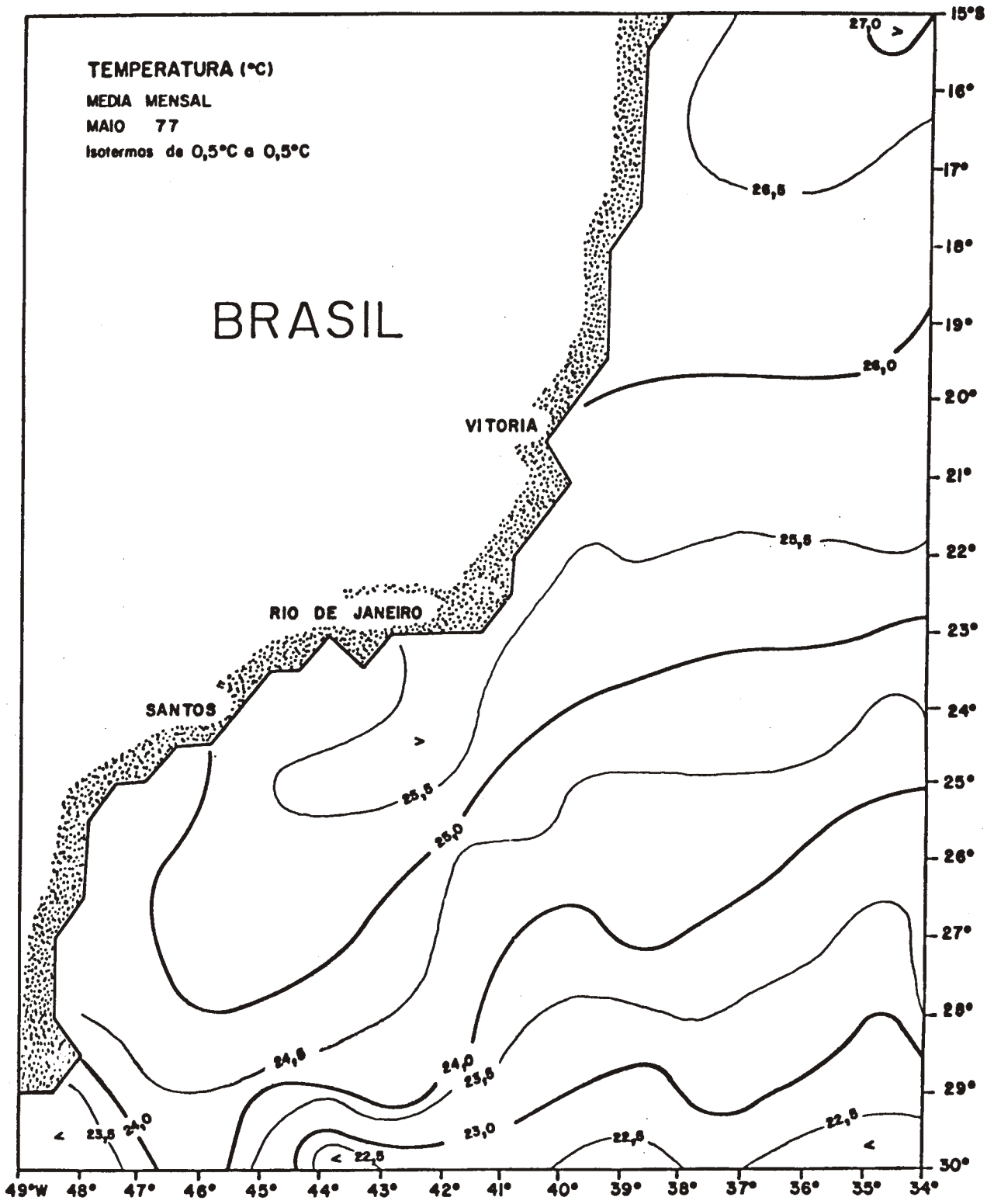


Fig. 6 - Temperatura média de superfície - maio.

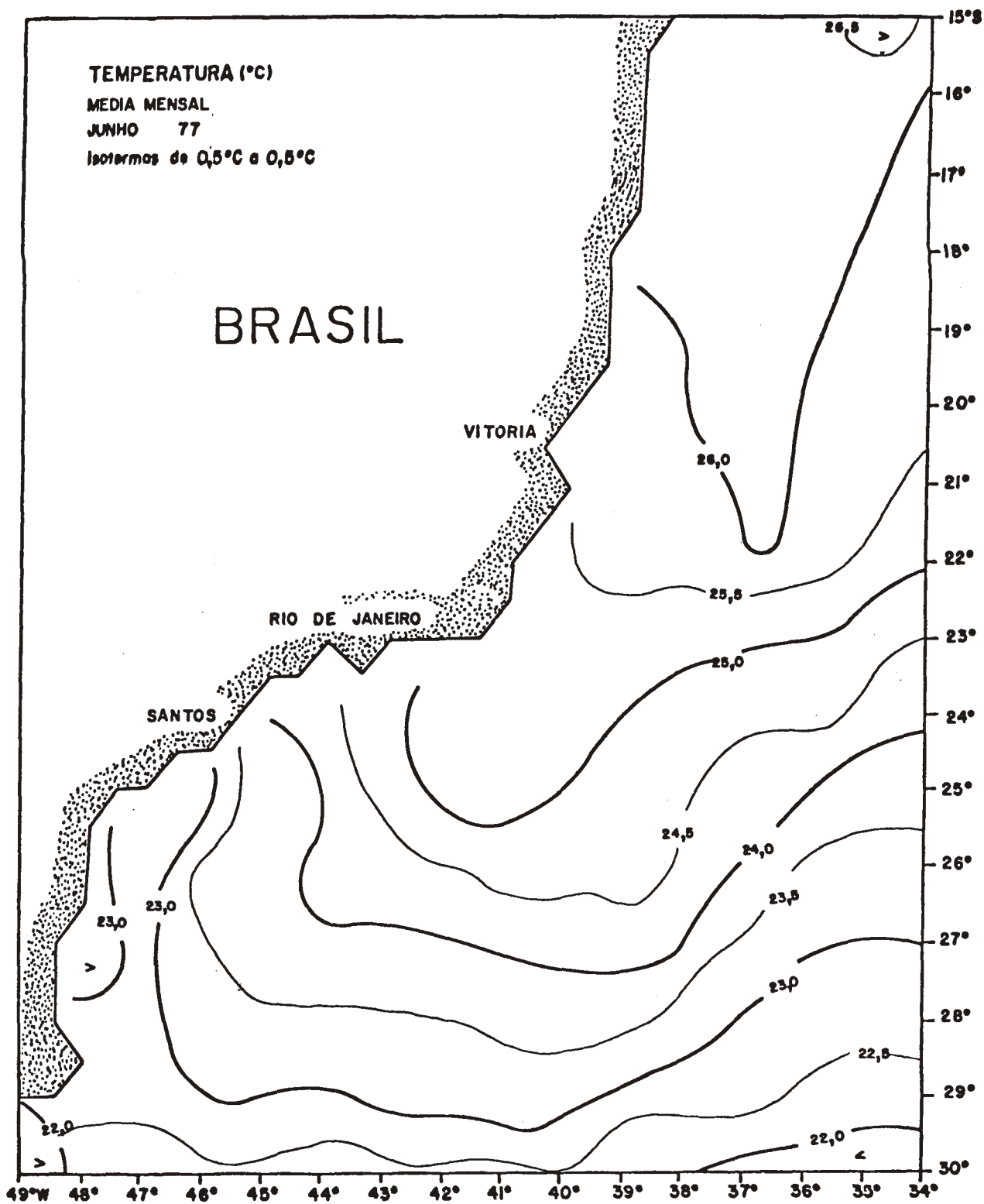


Fig. 7 - Temperatura média de superfície - junho.

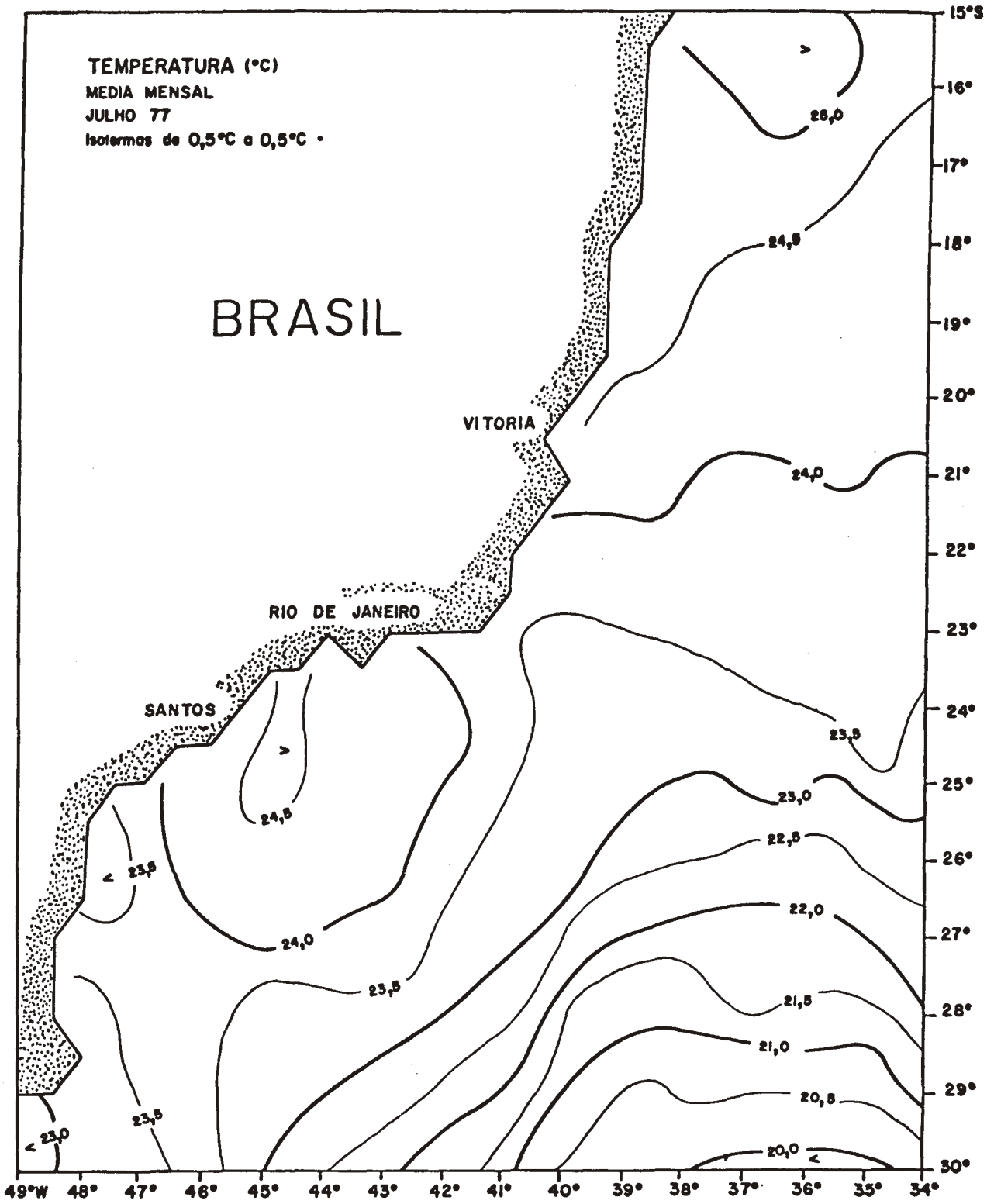


Fig. 8 - Temperatura média de superfície - julho.

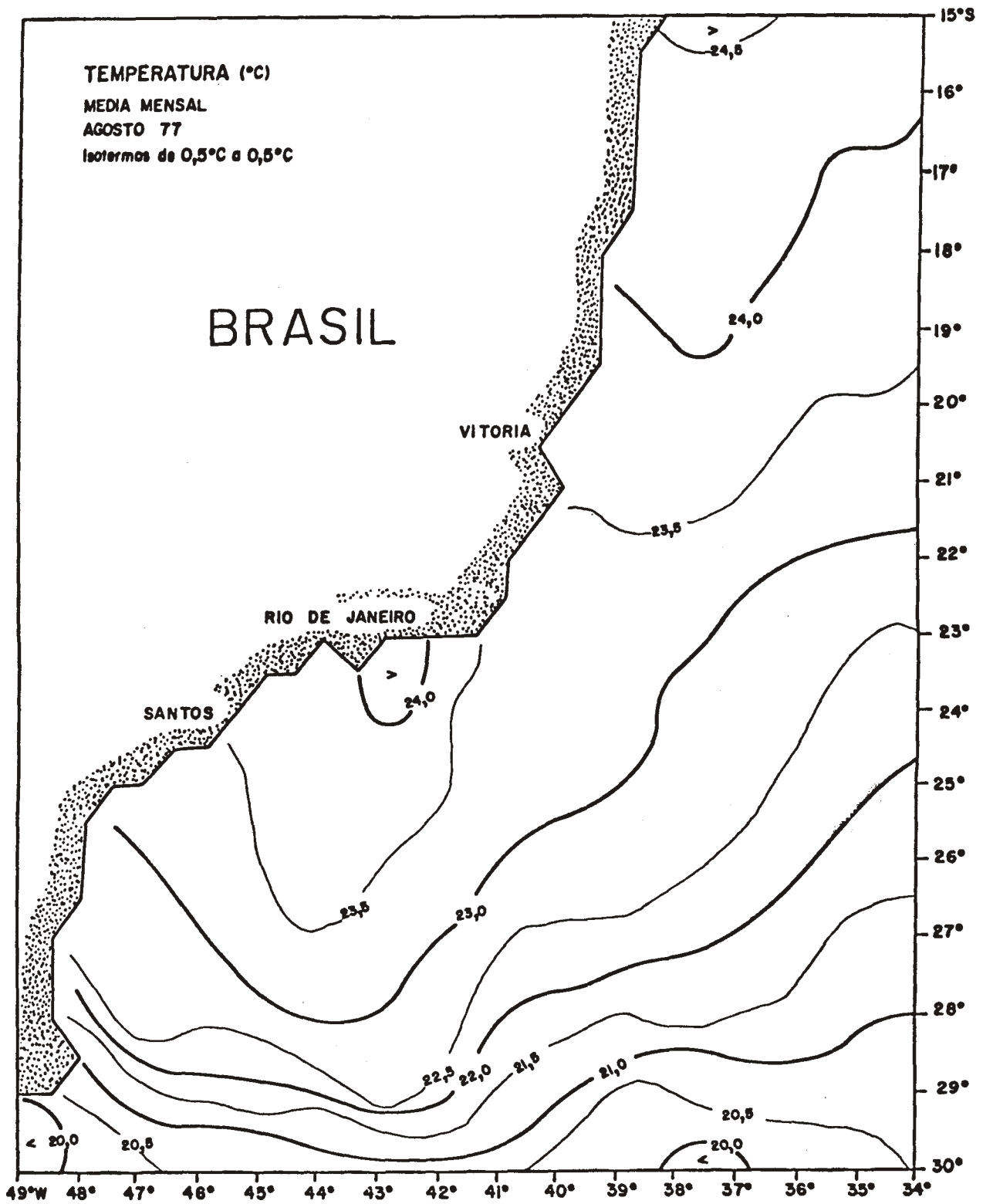


Fig. 9 - Temperatura média de superfície - agosto.

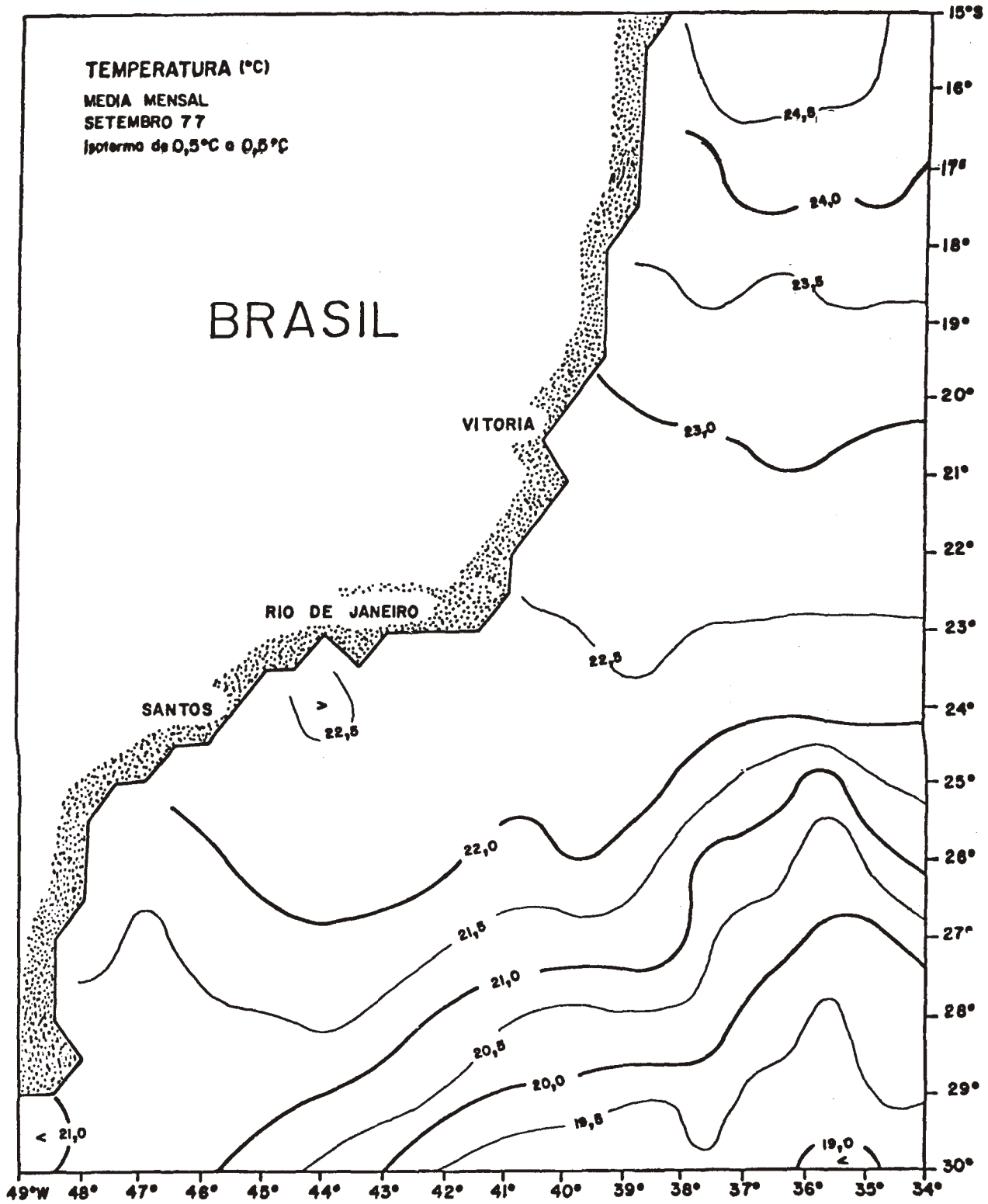


Fig. 10 - Temperatura média de superfície - setembro.

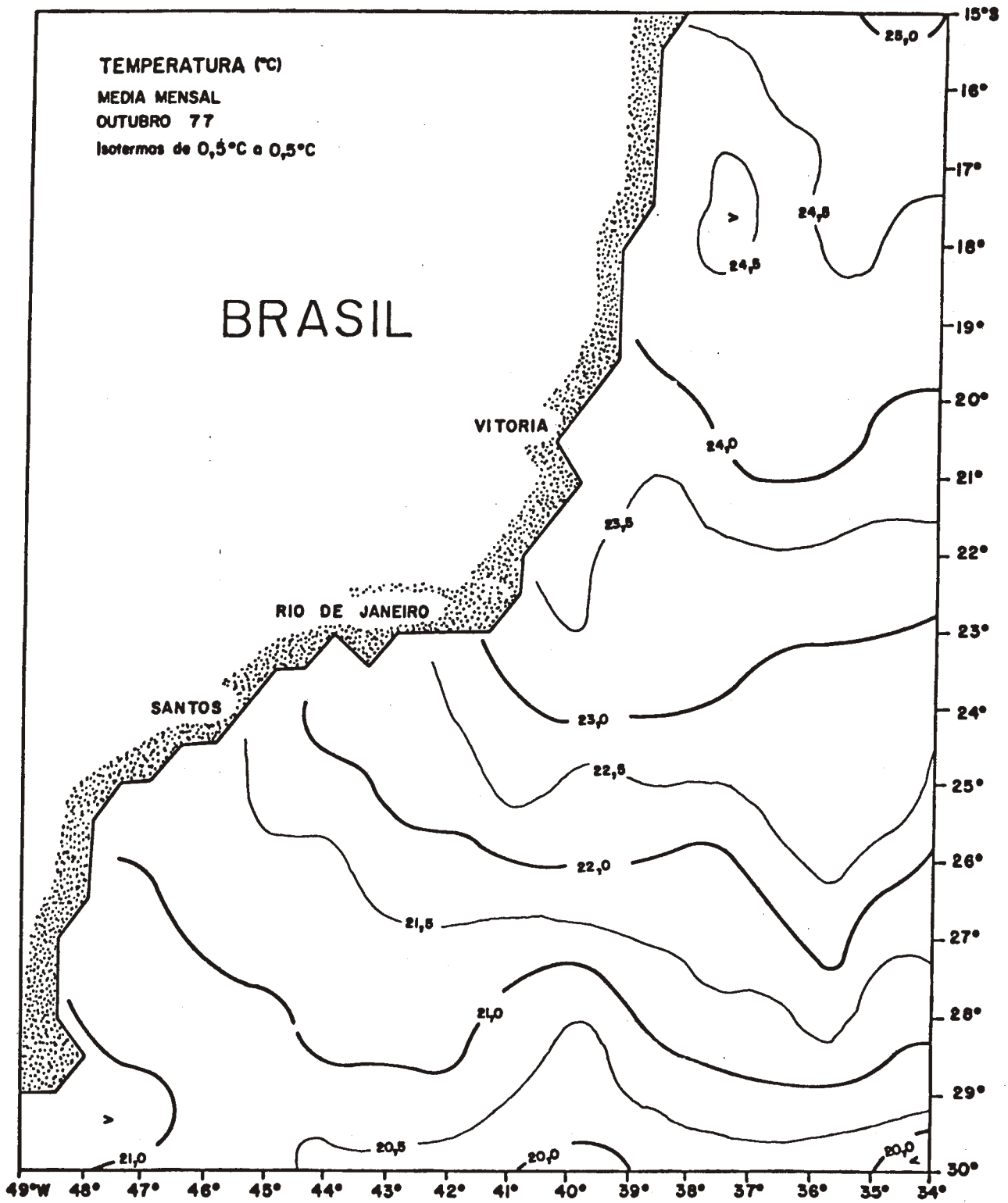


Fig. 11 - Temperatura média de superfície - outubro.

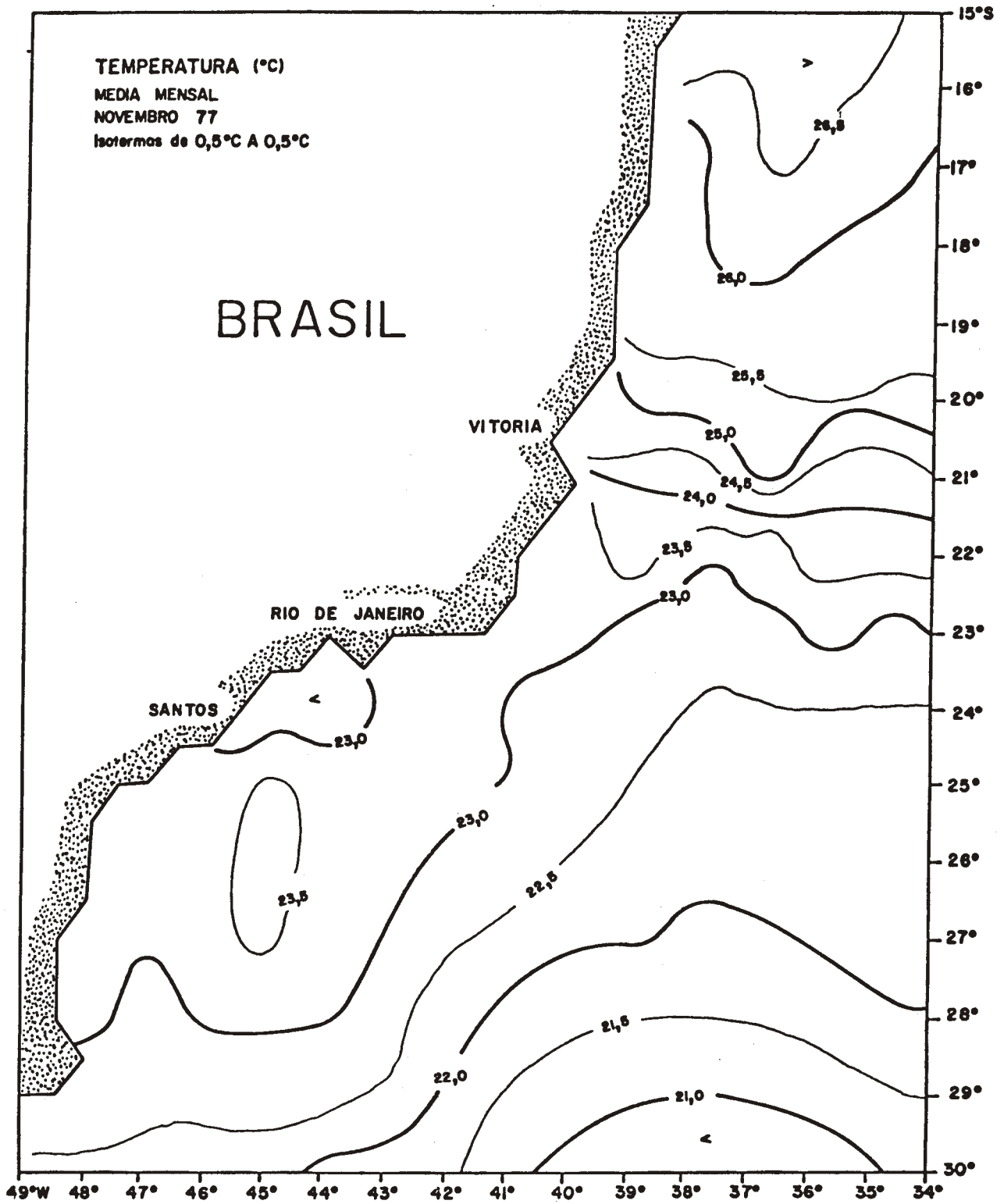


Fig. 12 - Temperatura média de superfície - novembro.

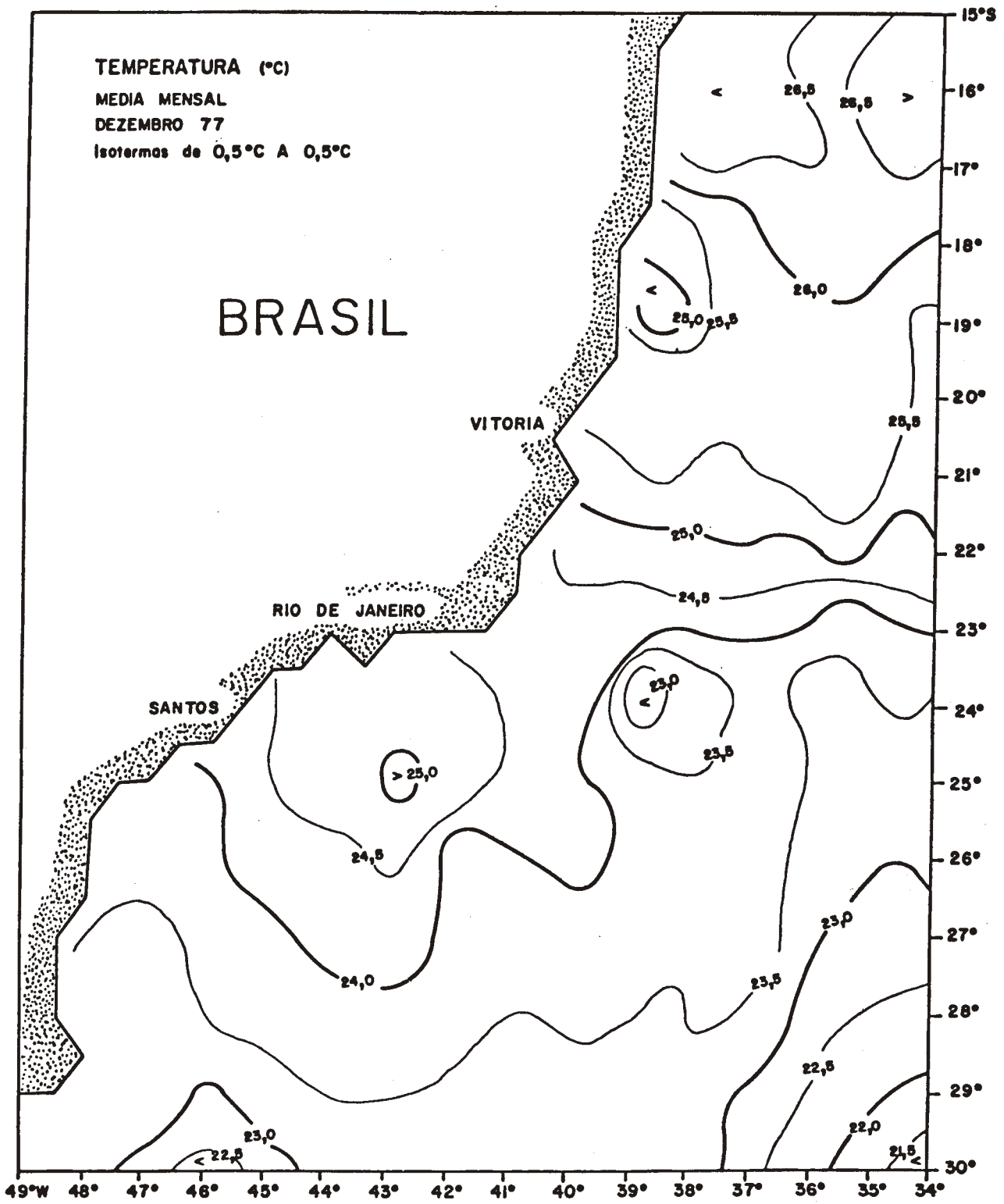


Fig. 13 - Temperatura média de superfície - dezembro.

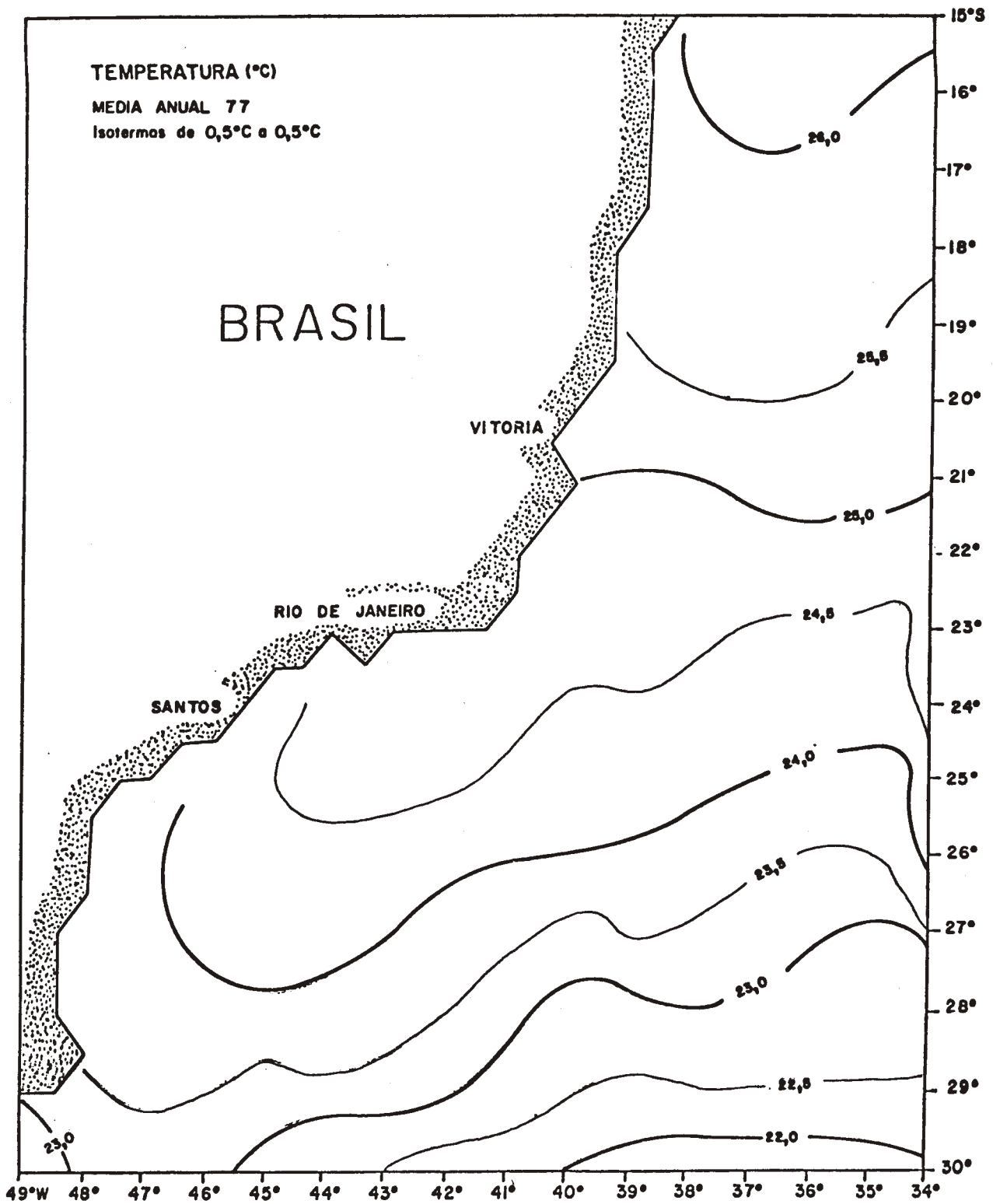


Fig. 14 - Temperatura média de superfície - média anual.

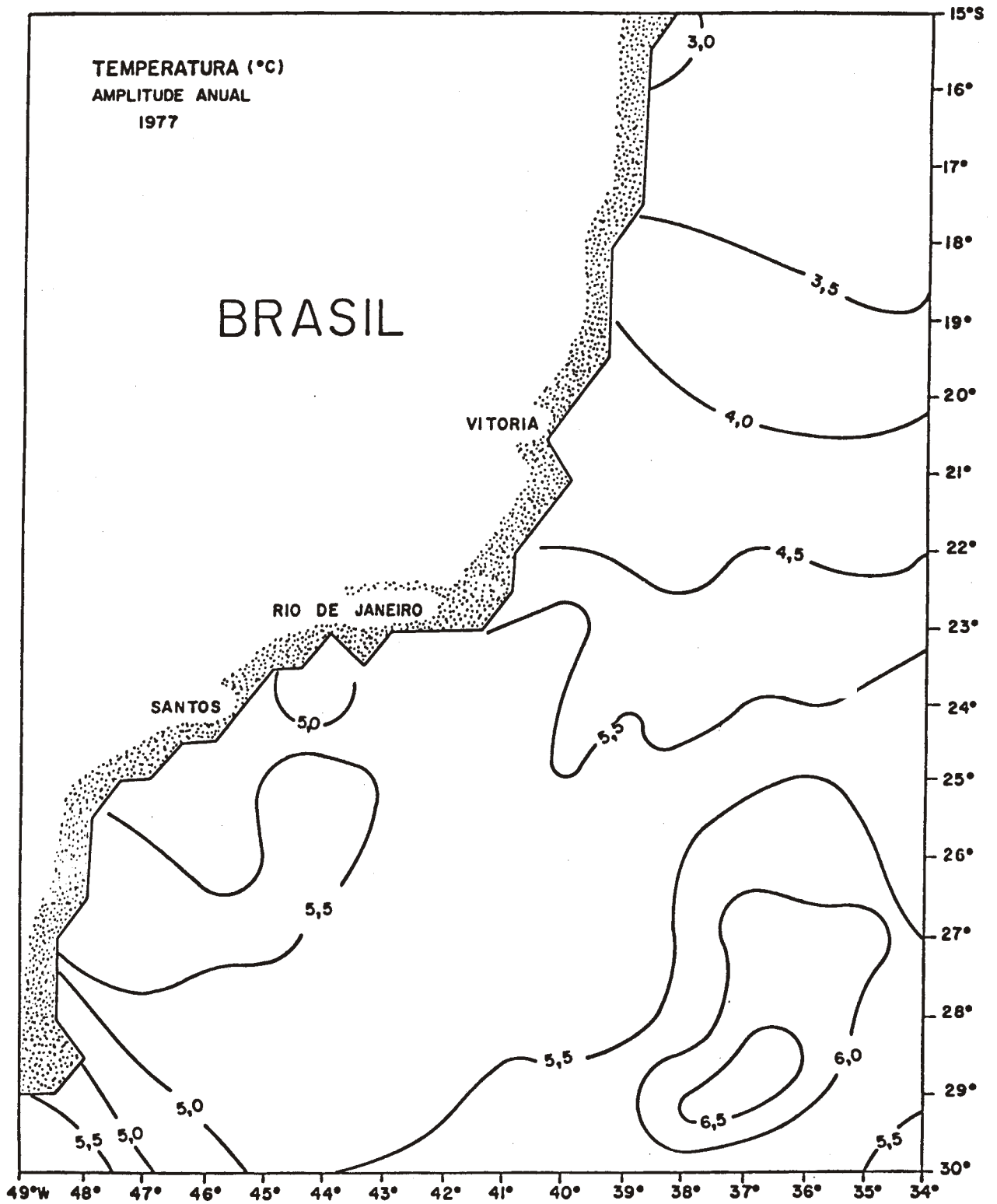


Fig. 15 - Amplitude anual da temperatura de superfície.

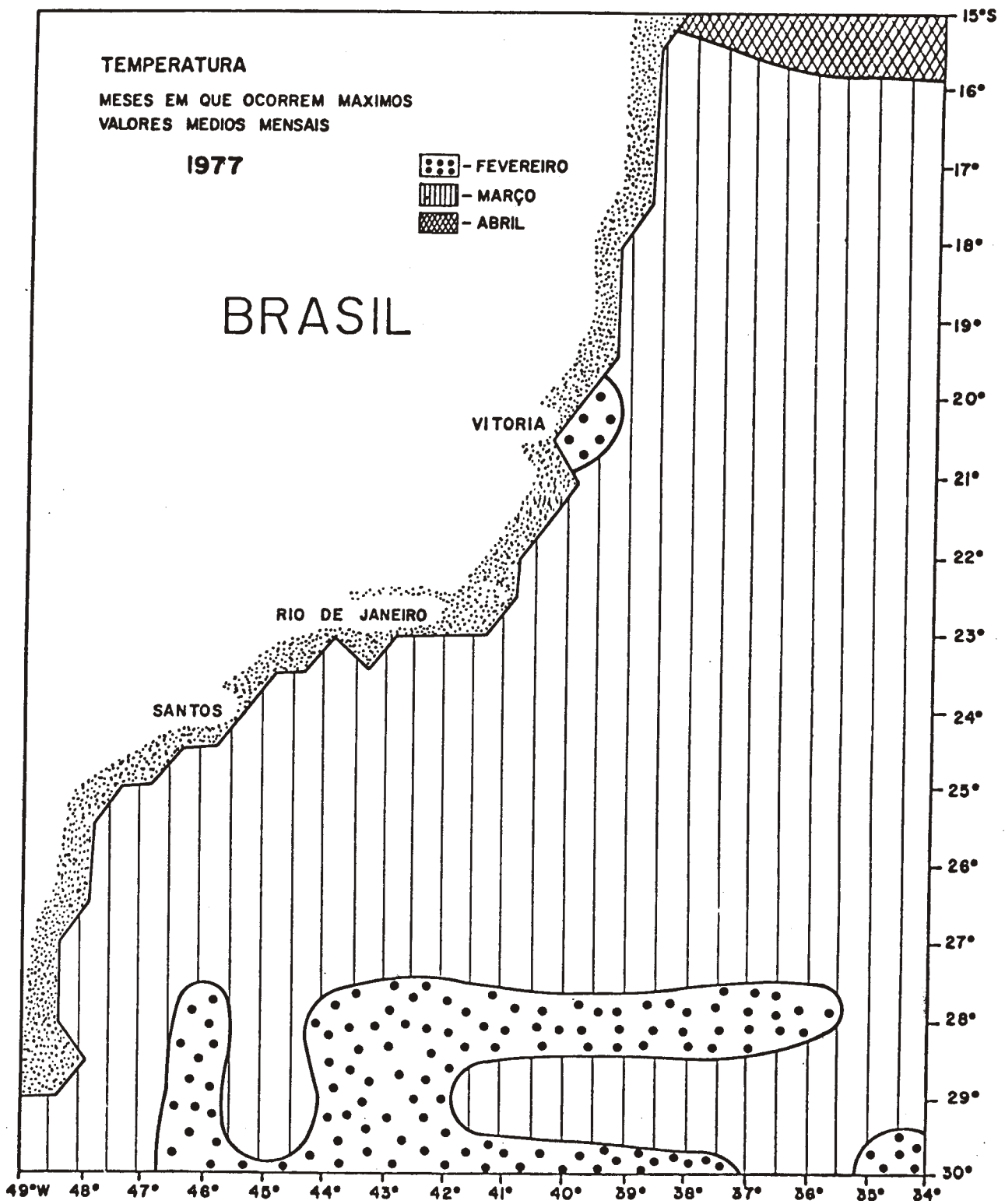


Fig. 16 - Meses em que ocorrem máximos valores médios mensais da temperatura de superfície.

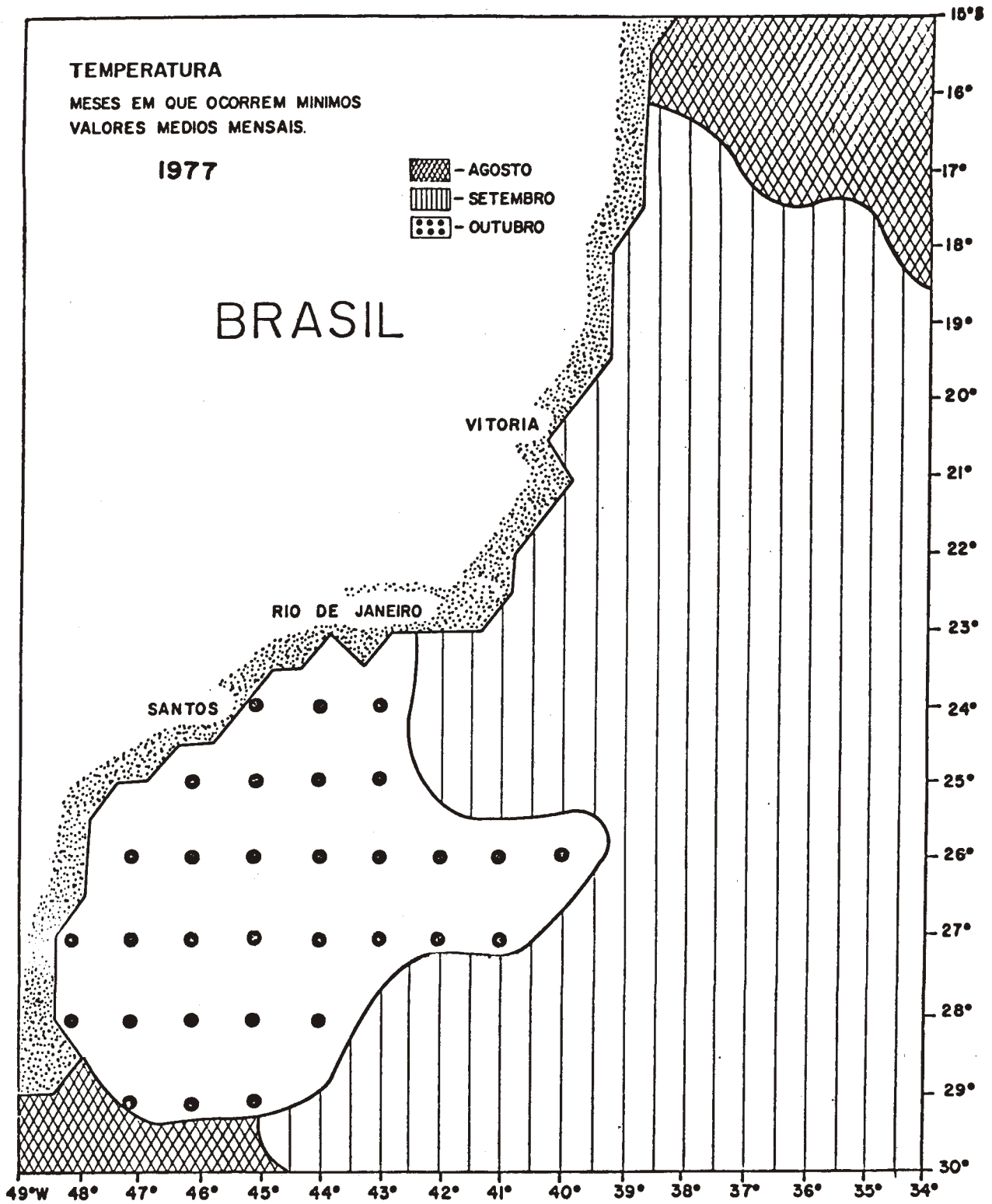


Fig. 17 - Meses em que ocorrem mínimos valores médios mensais da temperatura da superfície.

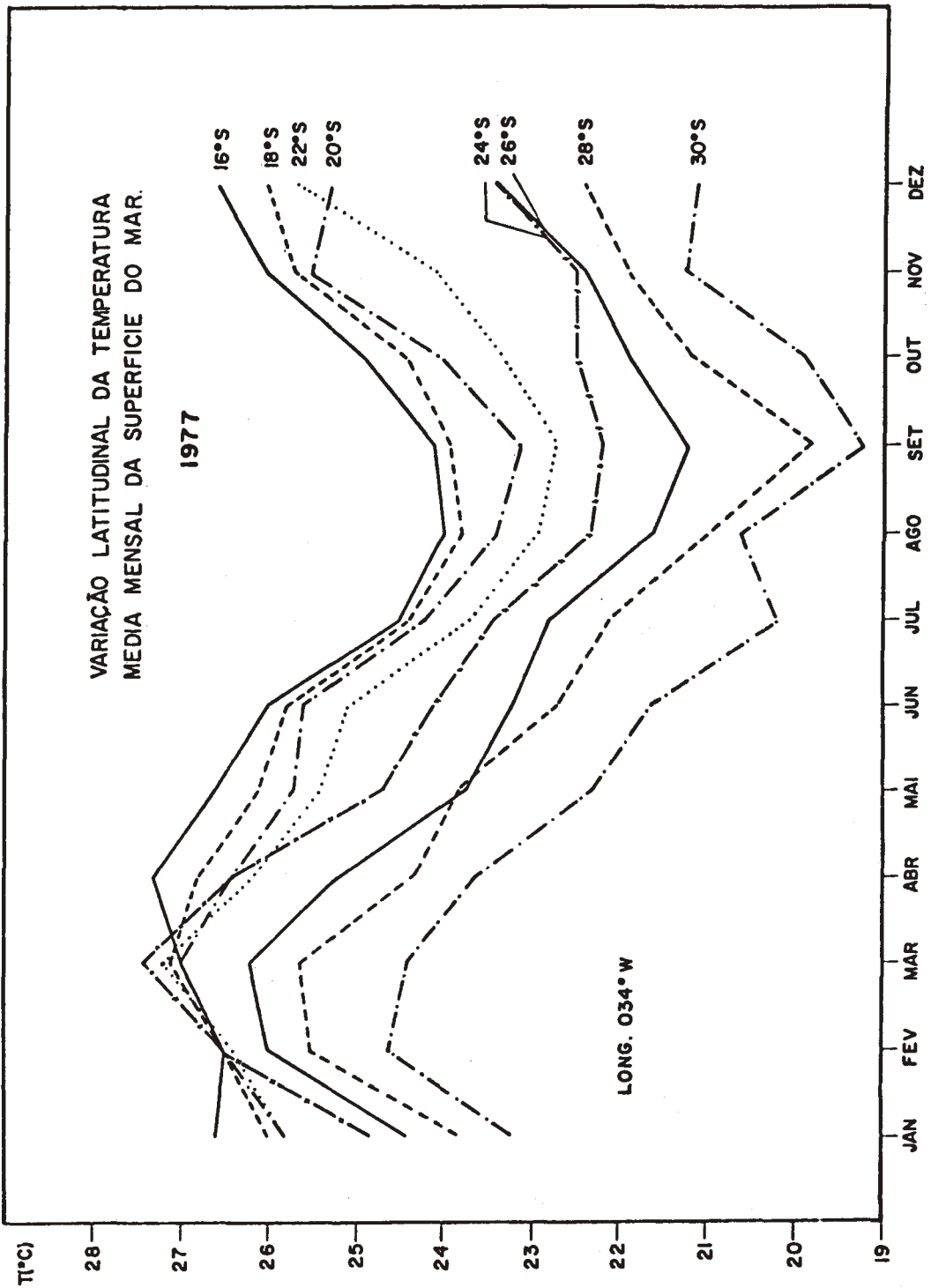


Fig. 18 - Variação latitudinal da temperatura média mensal da superfície do mar, long. 034°W.

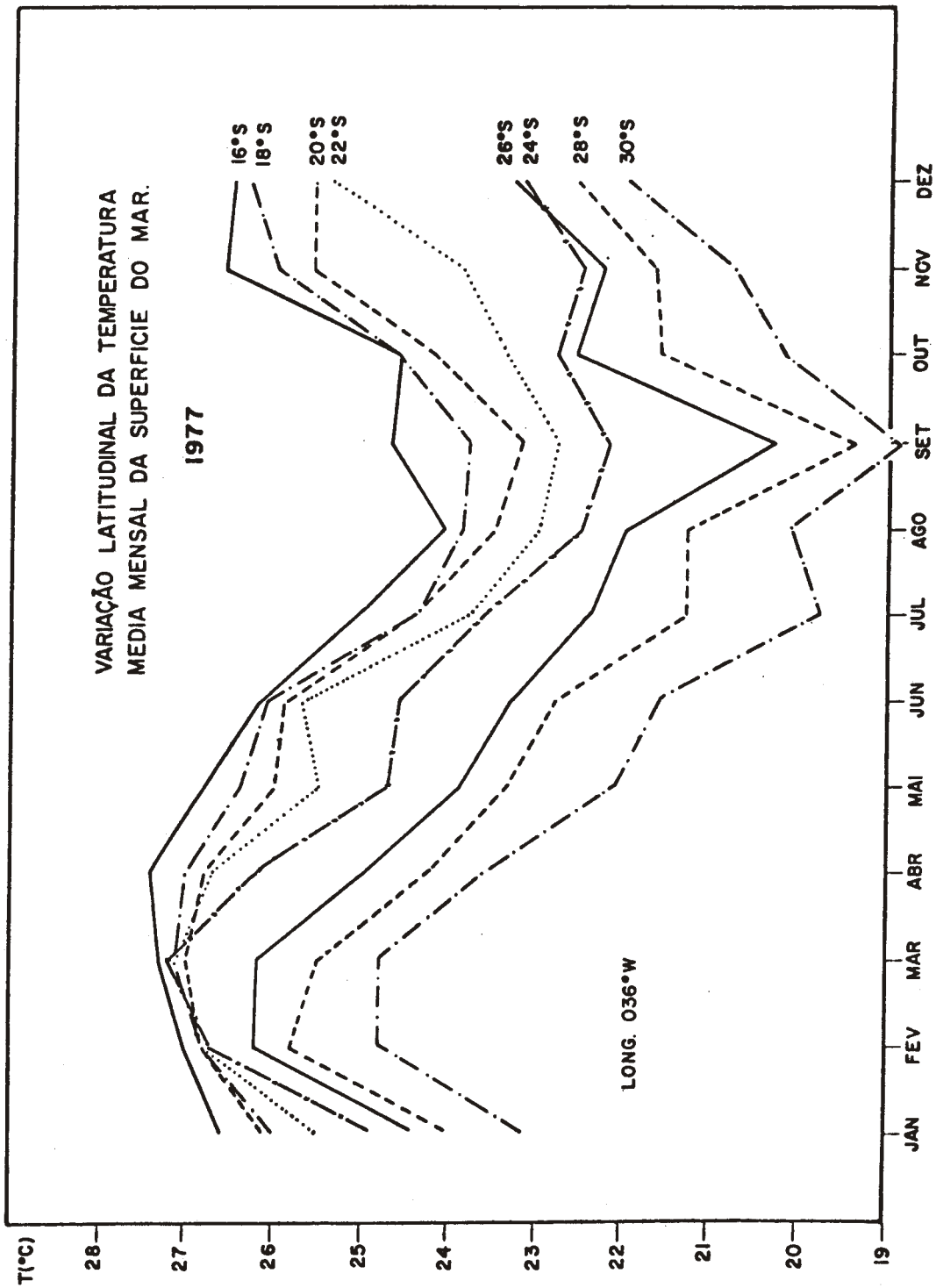


Fig. 19 - Variação latitudinal da temperatura média mensal da superfície do mar, long. 036°W.

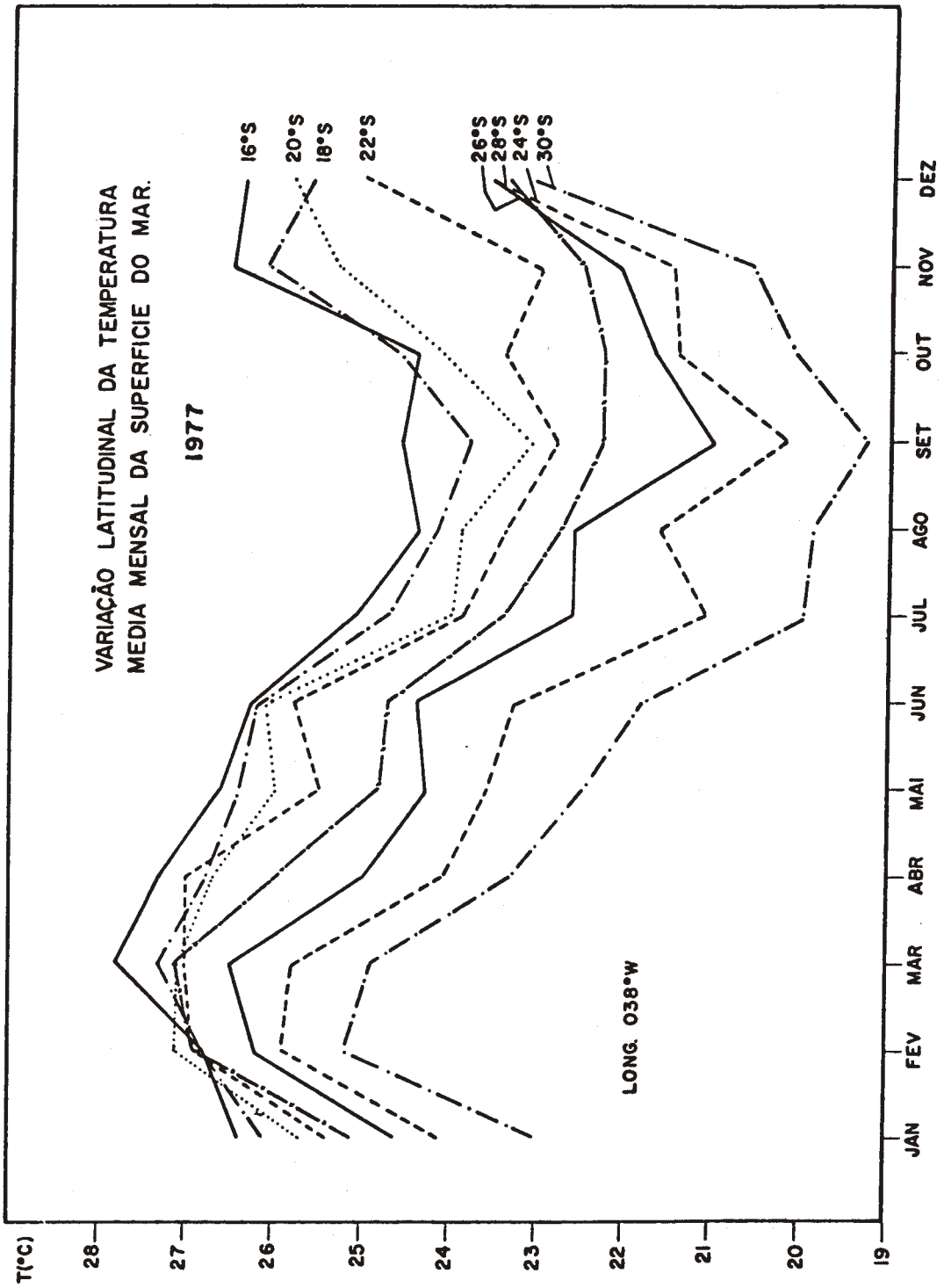


Fig. 20 - Variação latitudinal da temperatura média mensal da superfície do mar, long. 038°W.

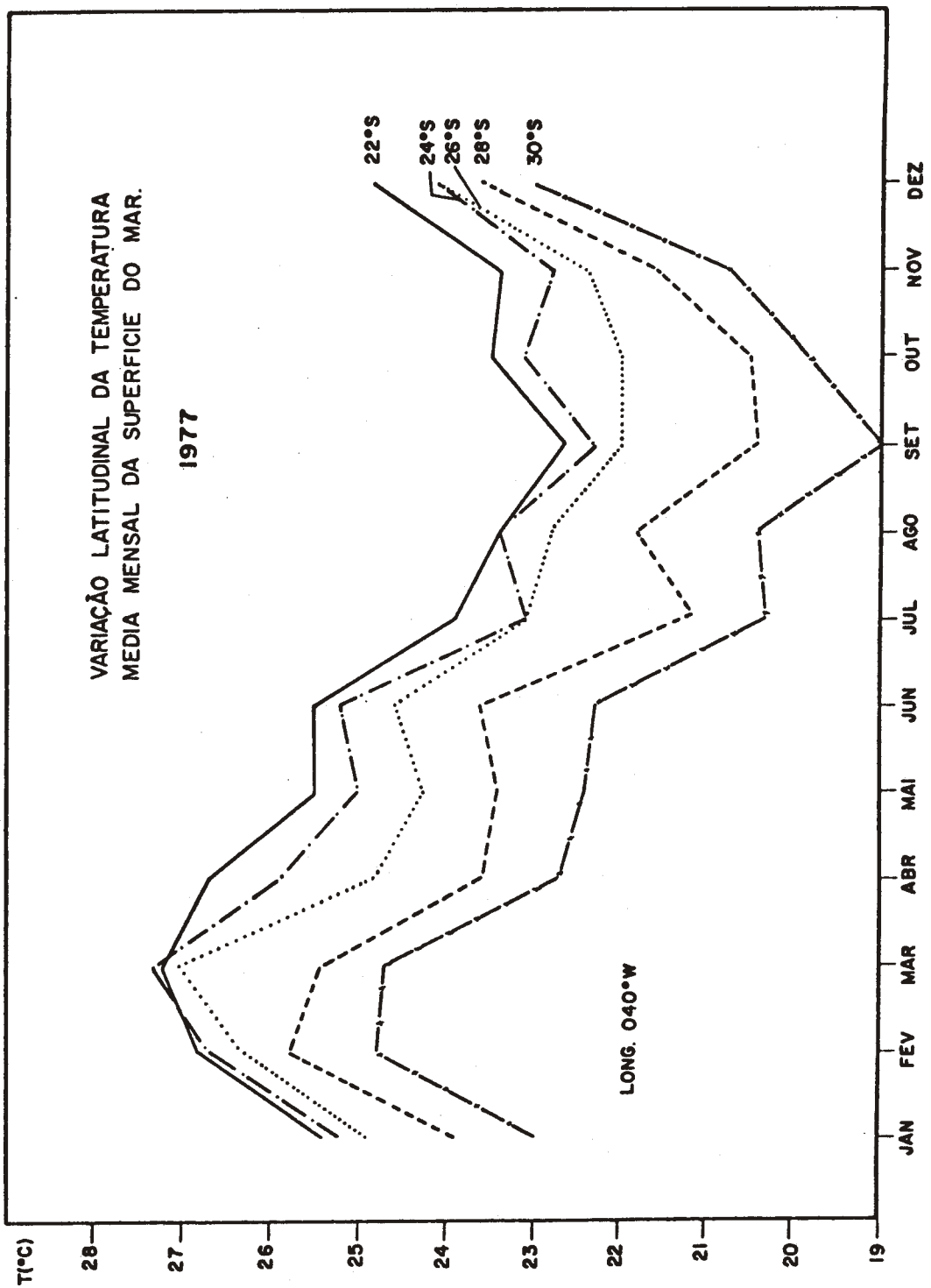


Fig. 21 - Variação latitudinal da temperatura média mensal da superfície do mar, long. 040°W.

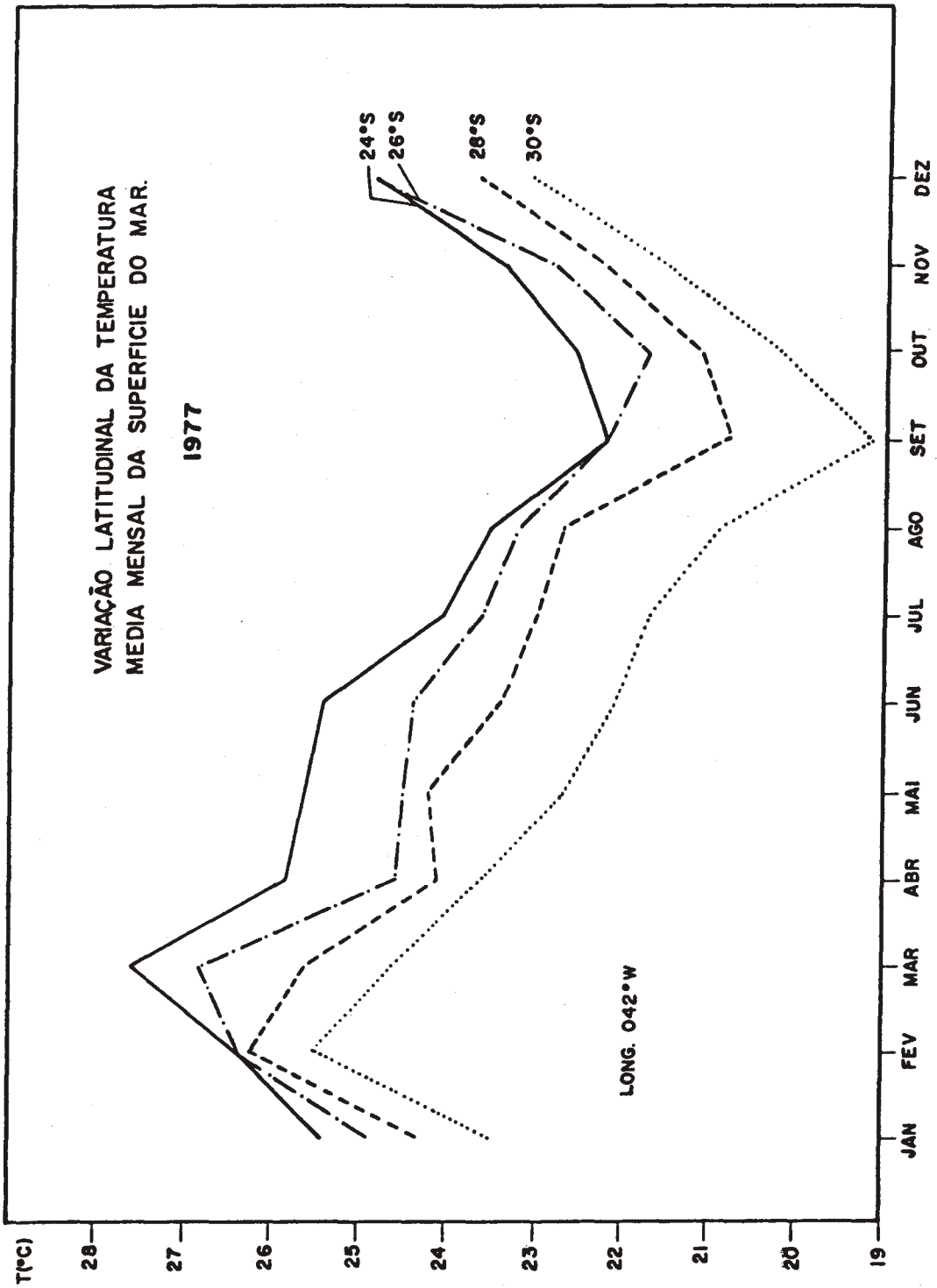


Fig. 22 - Variação latitudinal da temperatura média mensal da superfície do mar, long. 042°W.

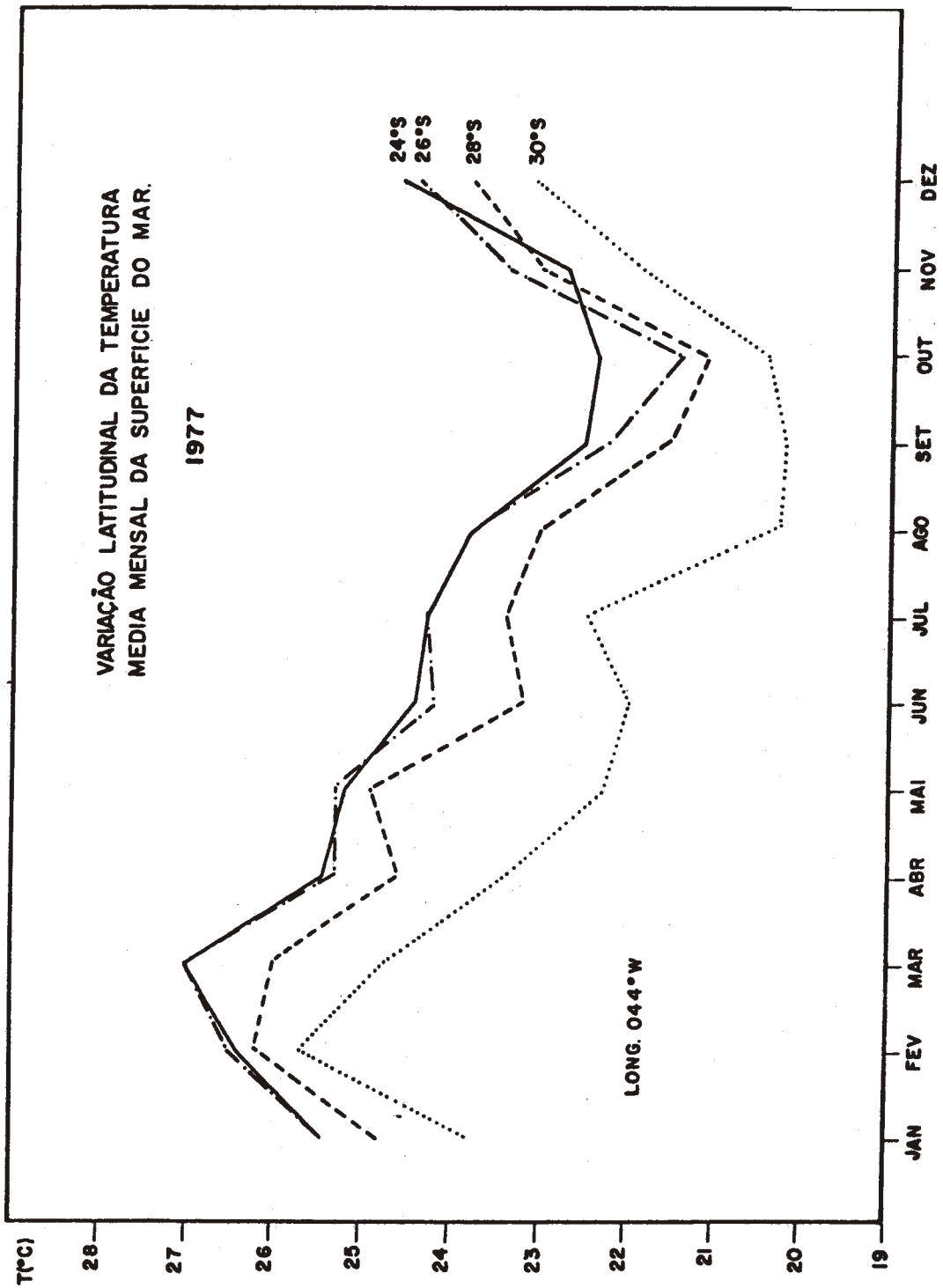


Fig. 23 - Variação latitudinal da temperatura média mensal da superfície do mar, long. 044°W.

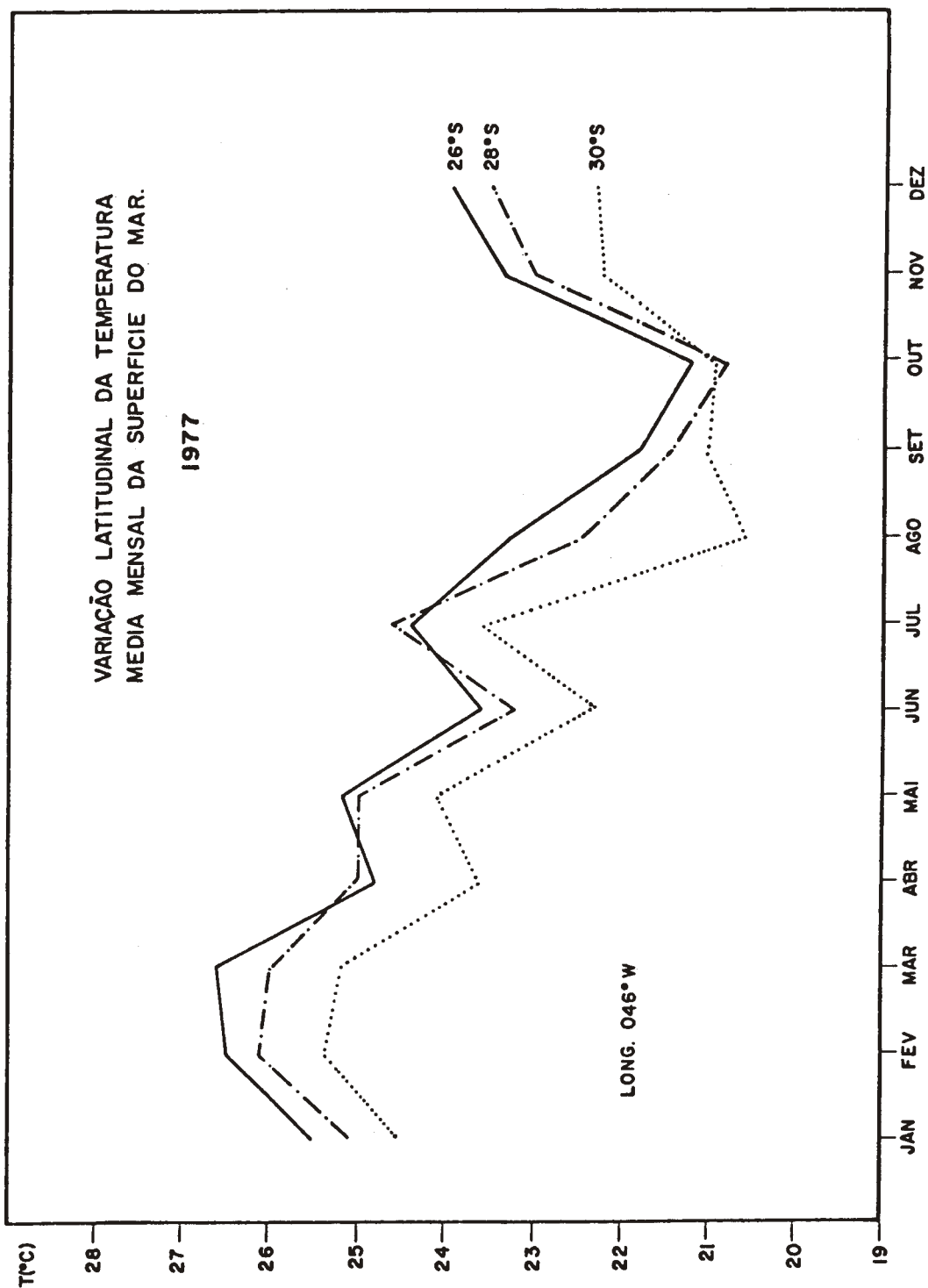


Fig. 24 - Variação latitudinal da temperatura média mensal da superfície do mar, long. 046°W.

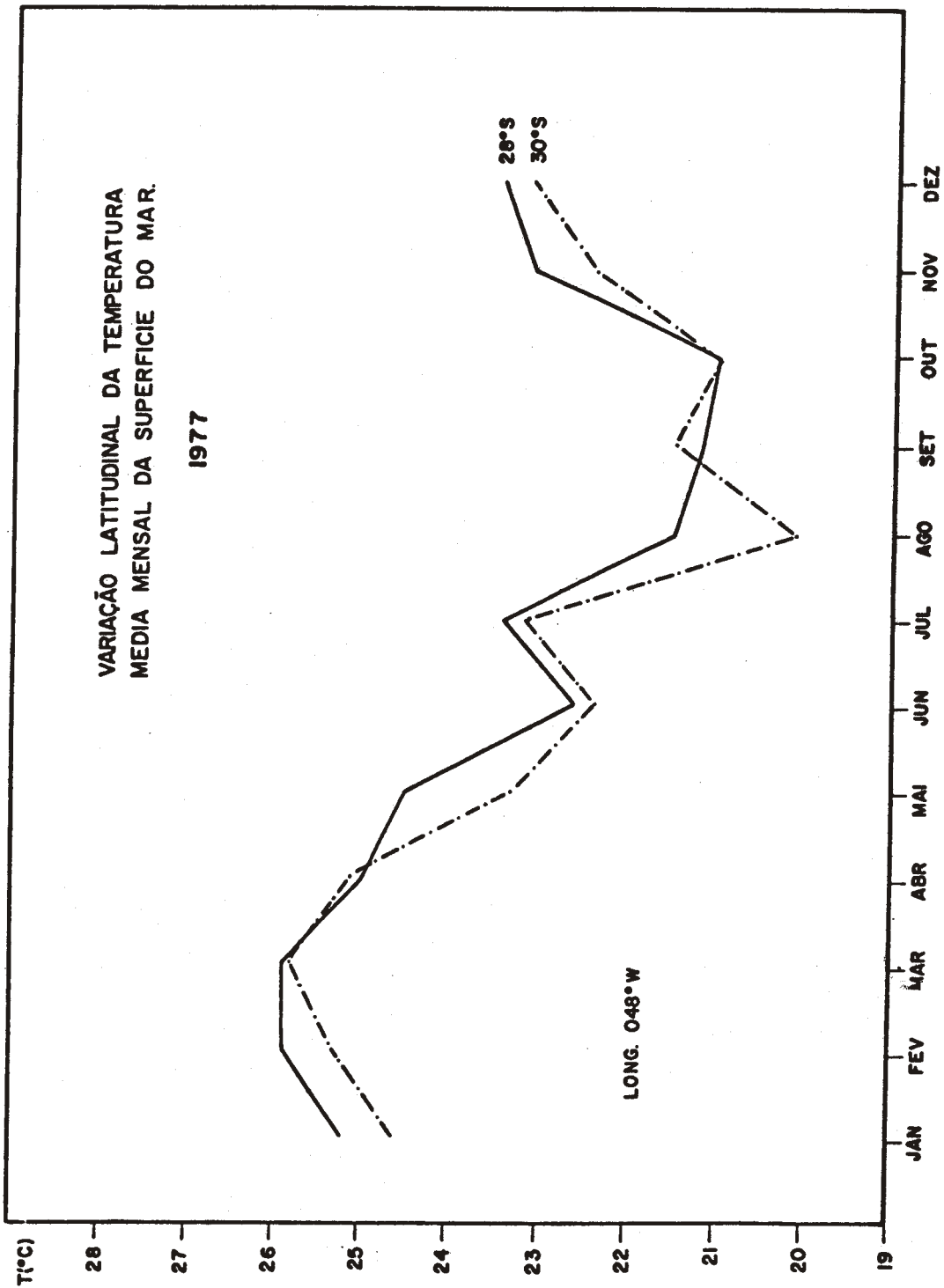


Fig. 25 - Variação latitudinal da temperatura média mensal da superfície do mar, long. 048°W.

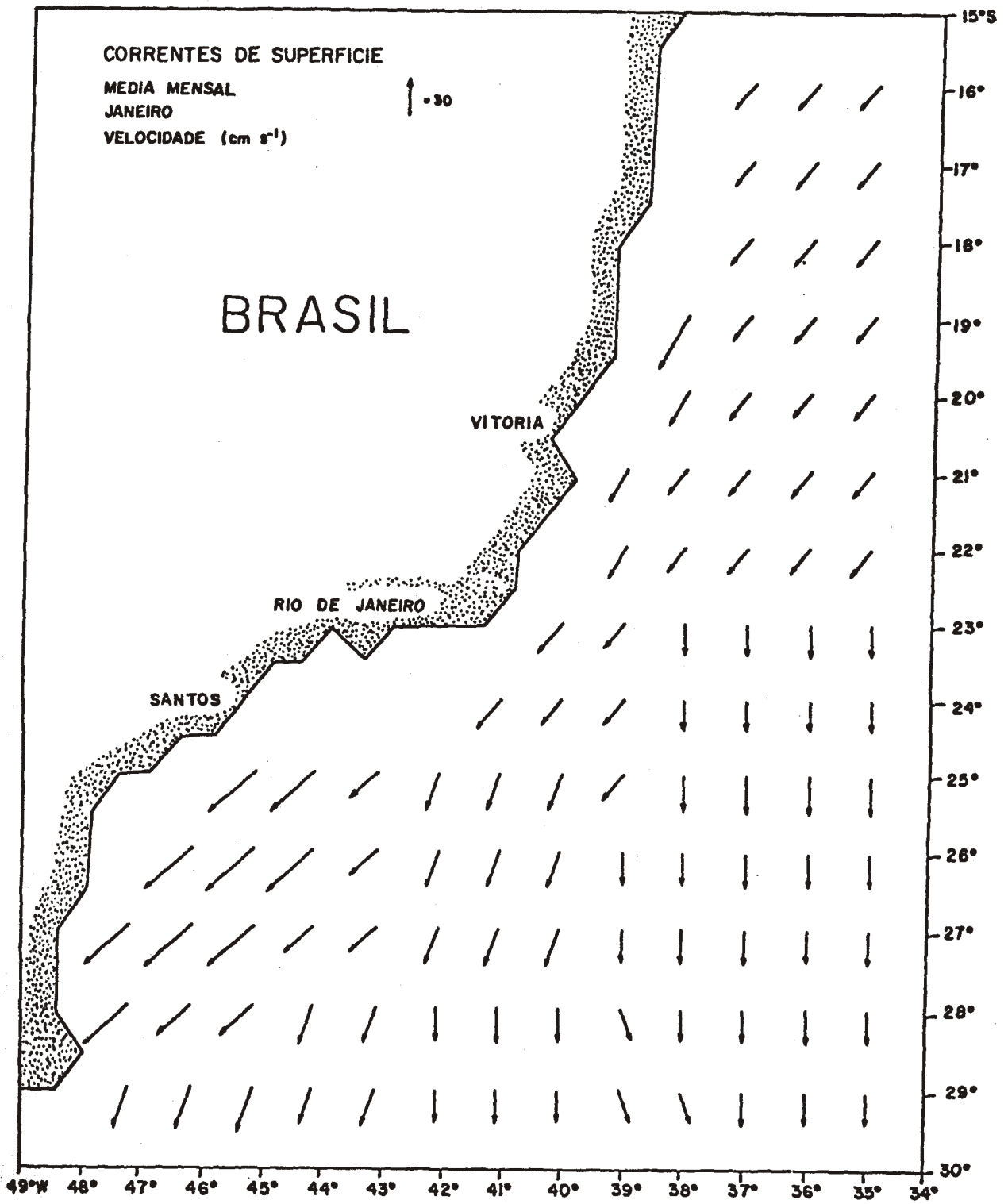


Fig. 26 - Correntes de superfície - janeiro

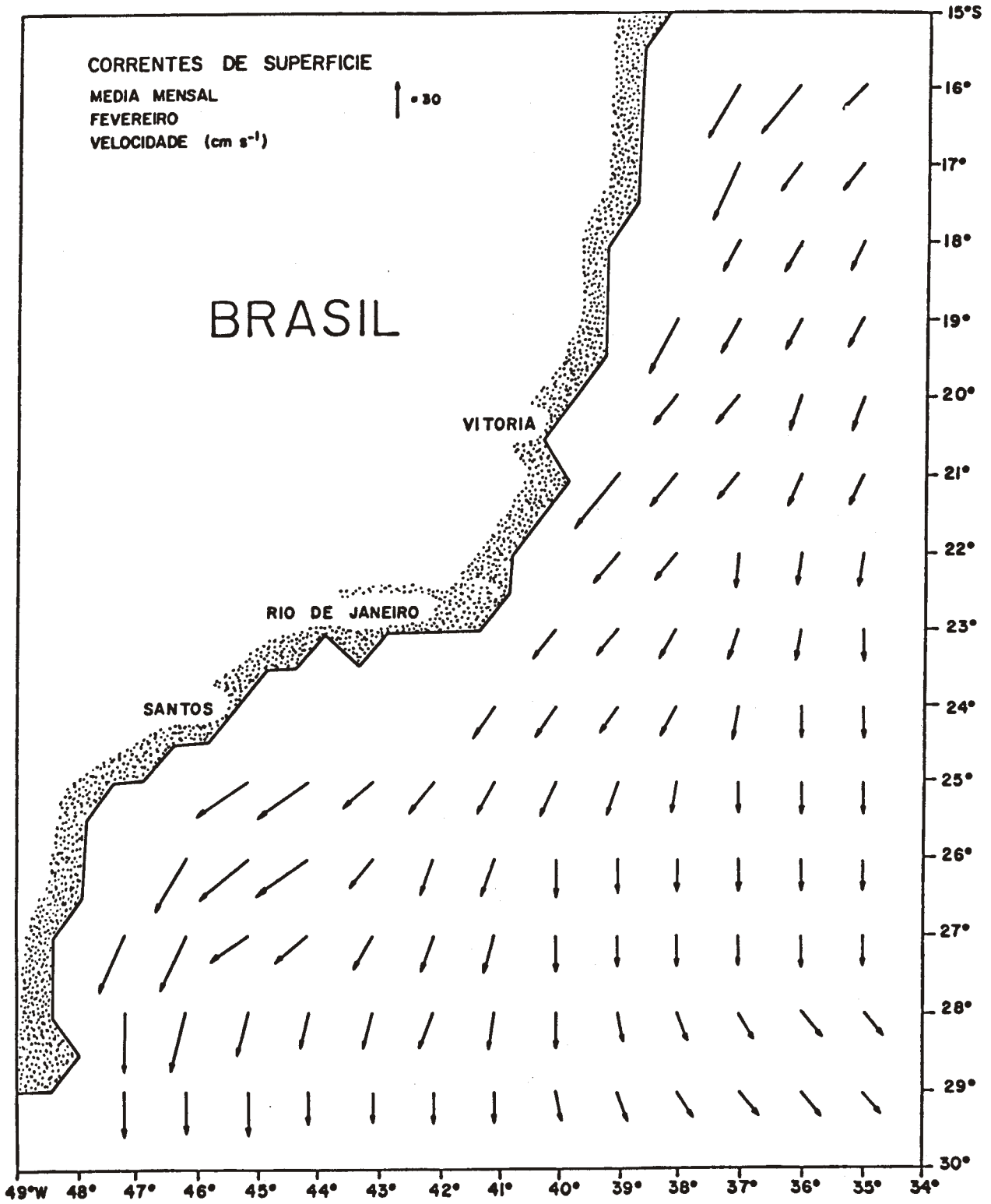


Fig. 27 - Correntes de superfície - fevereiro.

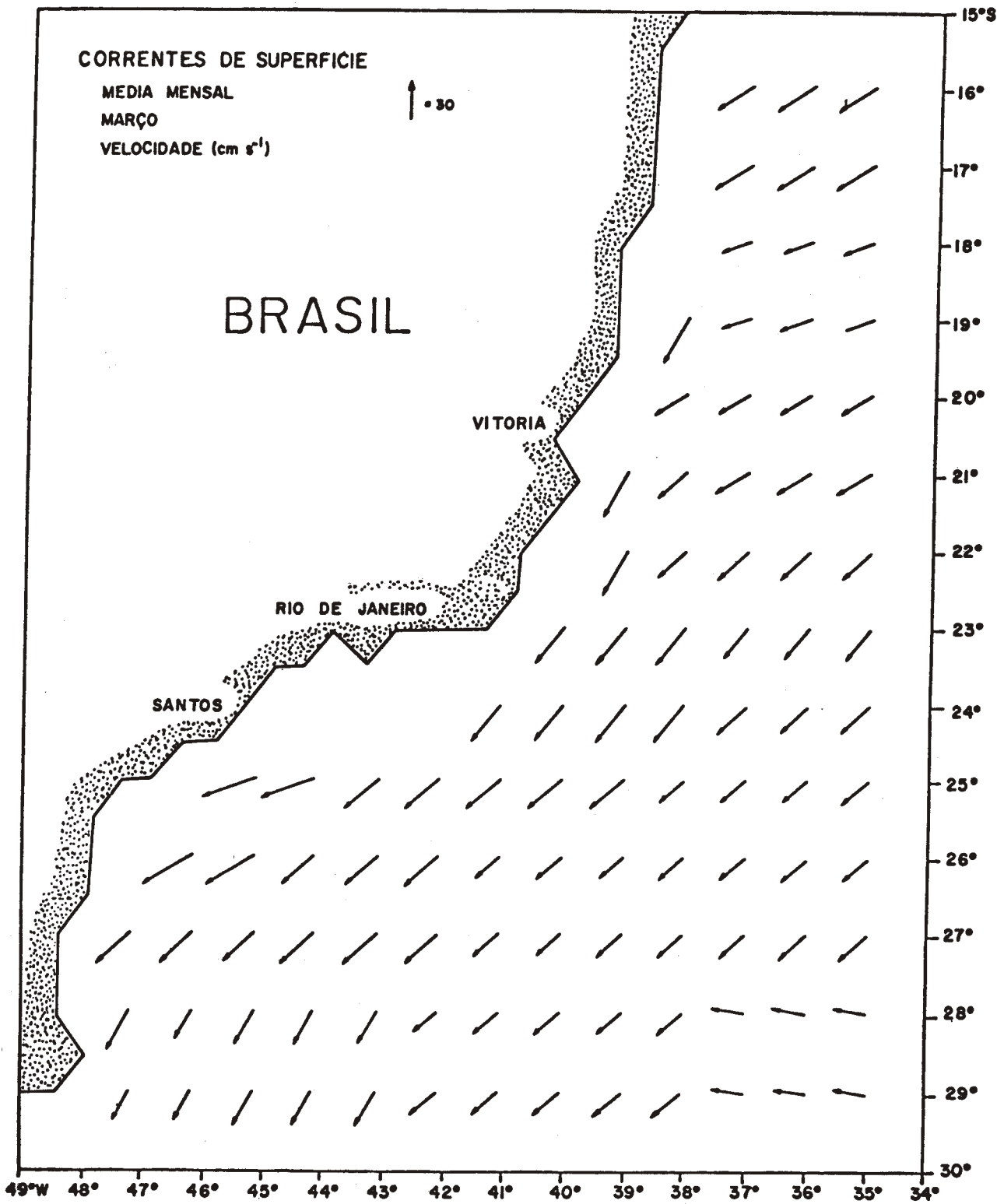


Fig. 28 - Correntes de superfície - março.

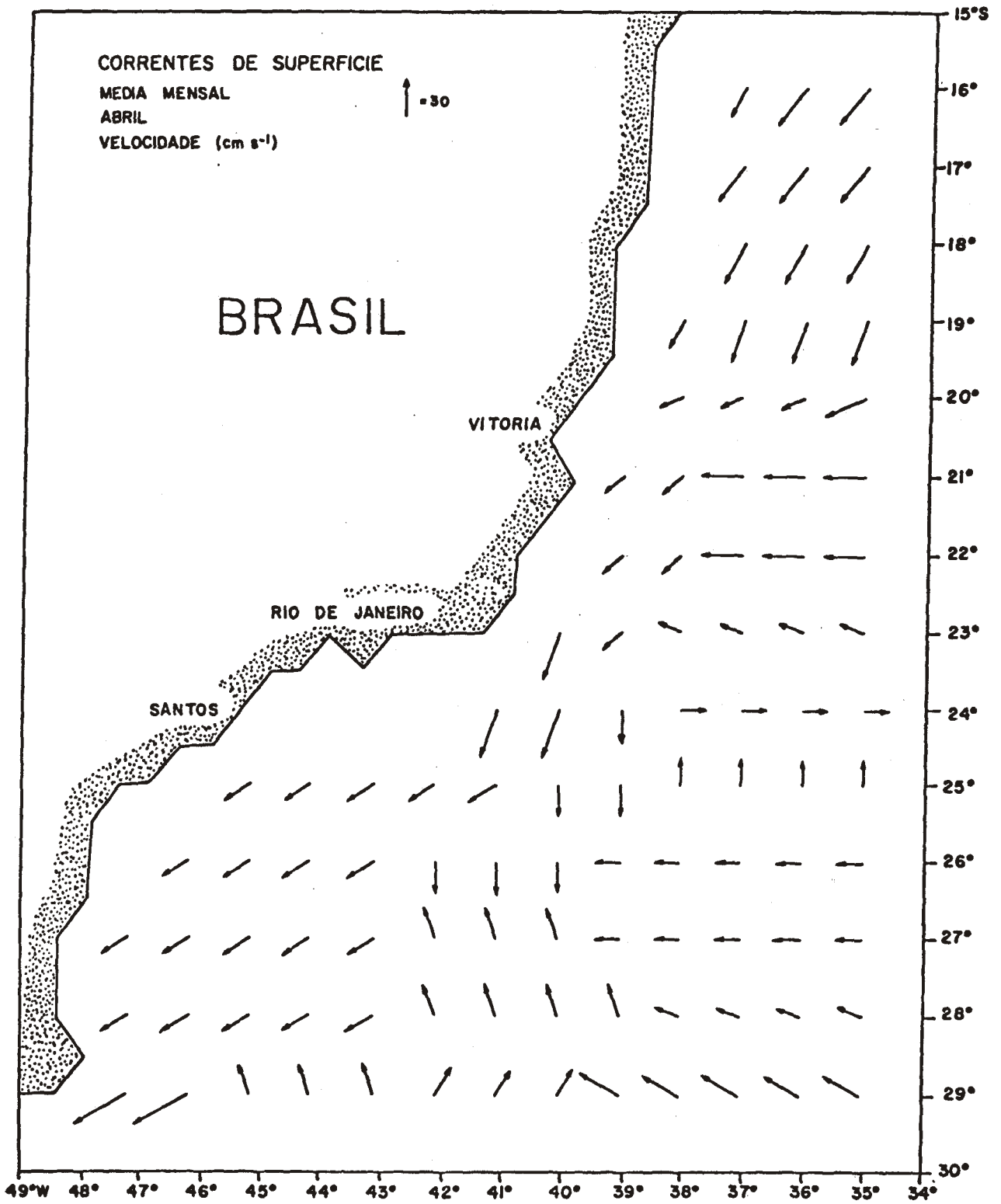


Fig. 29 - Correntes de superfície - abril.

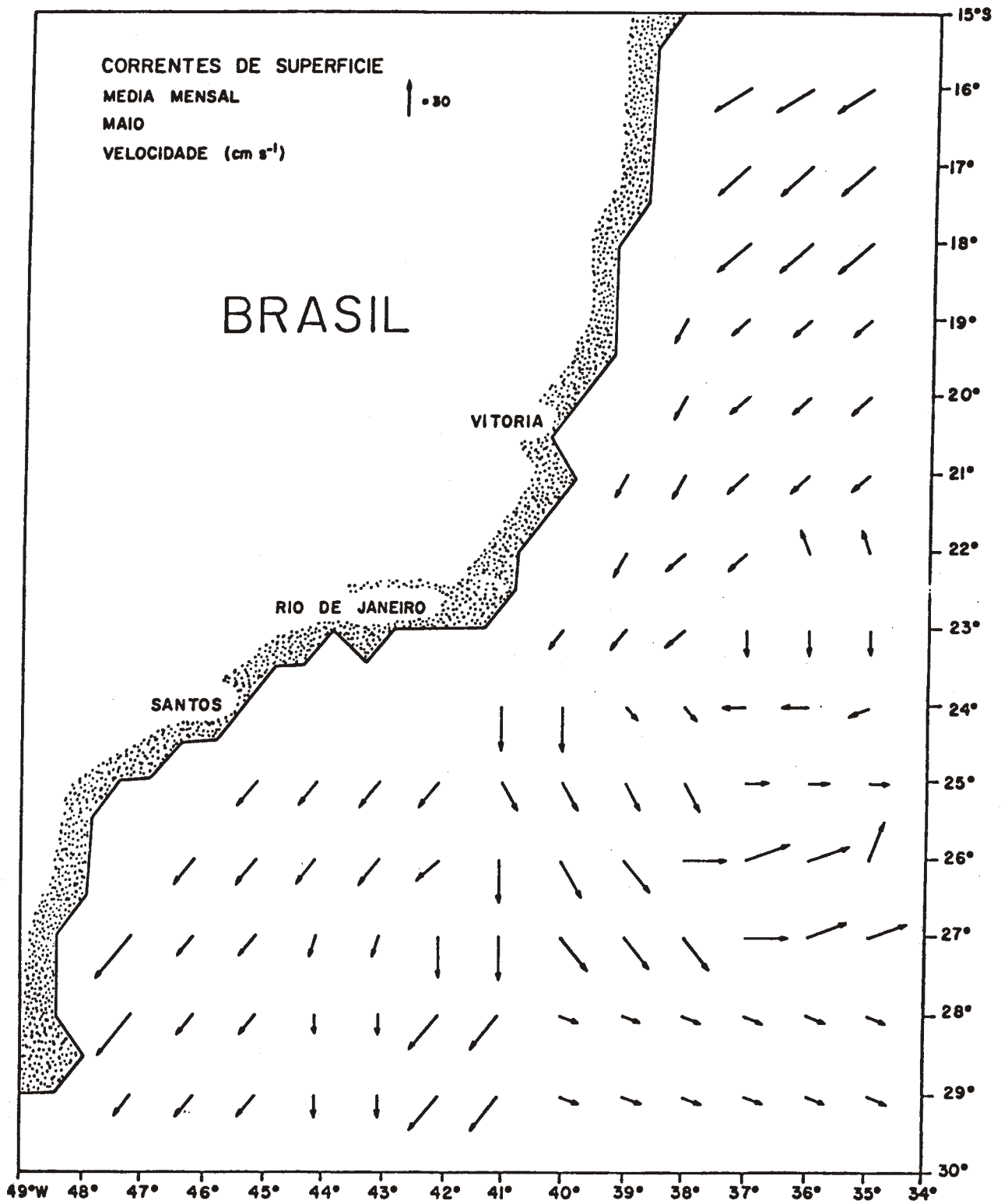


Fig. 30 - Correntes de superfície - maio.

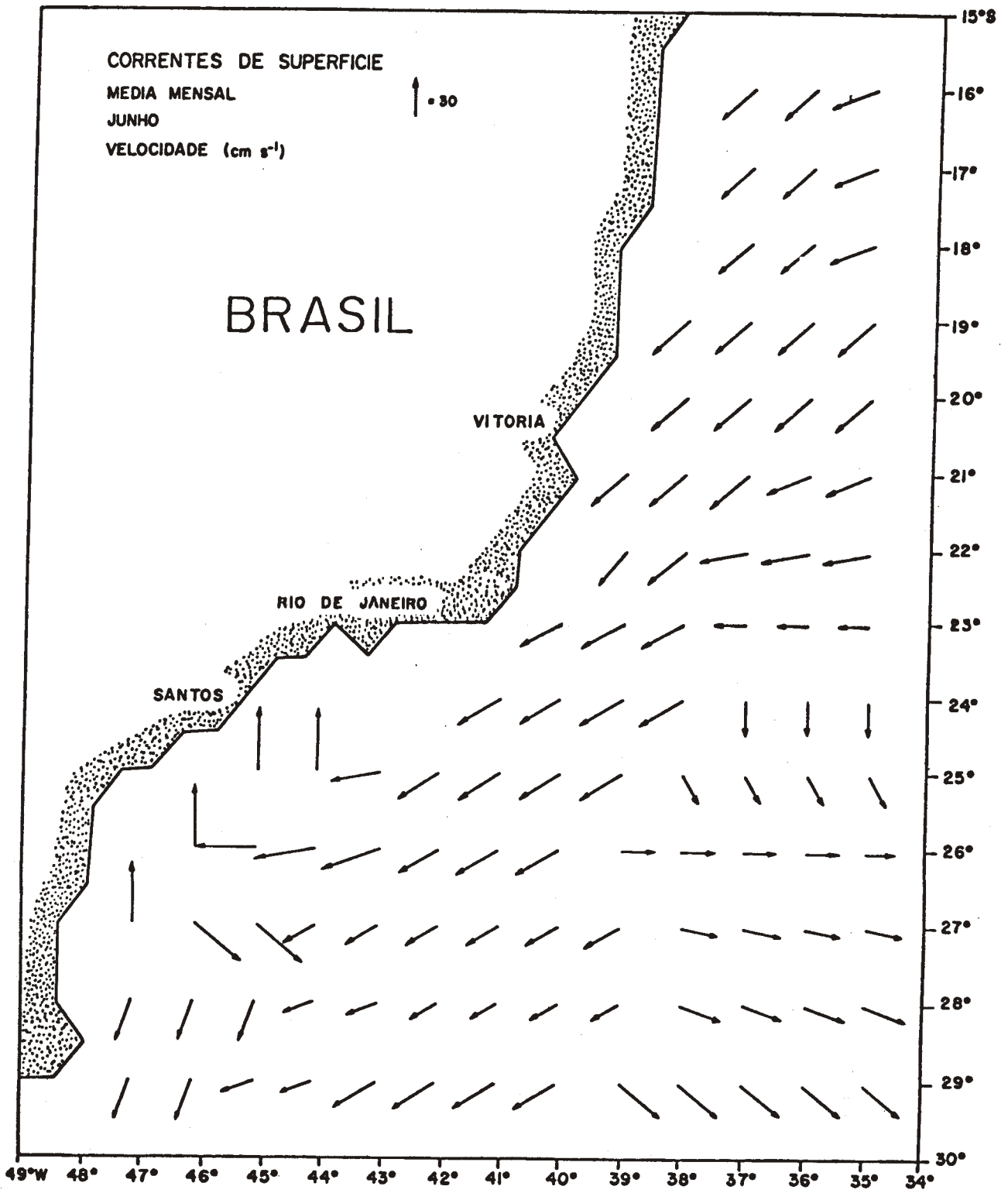


Fig. 31 - Correntes de superfície - junho.

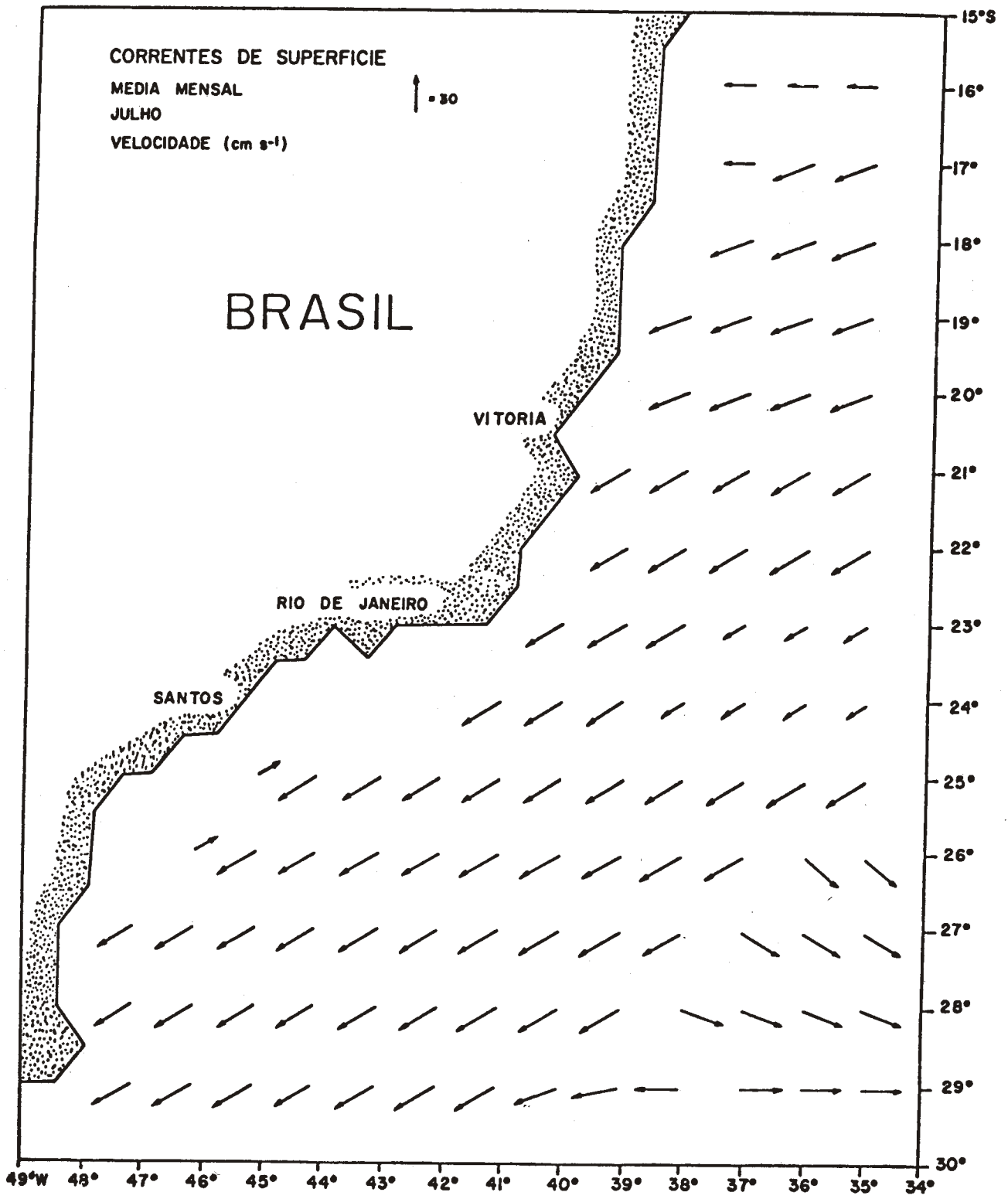


Fig. 32 - Correntes de superfície - julho.

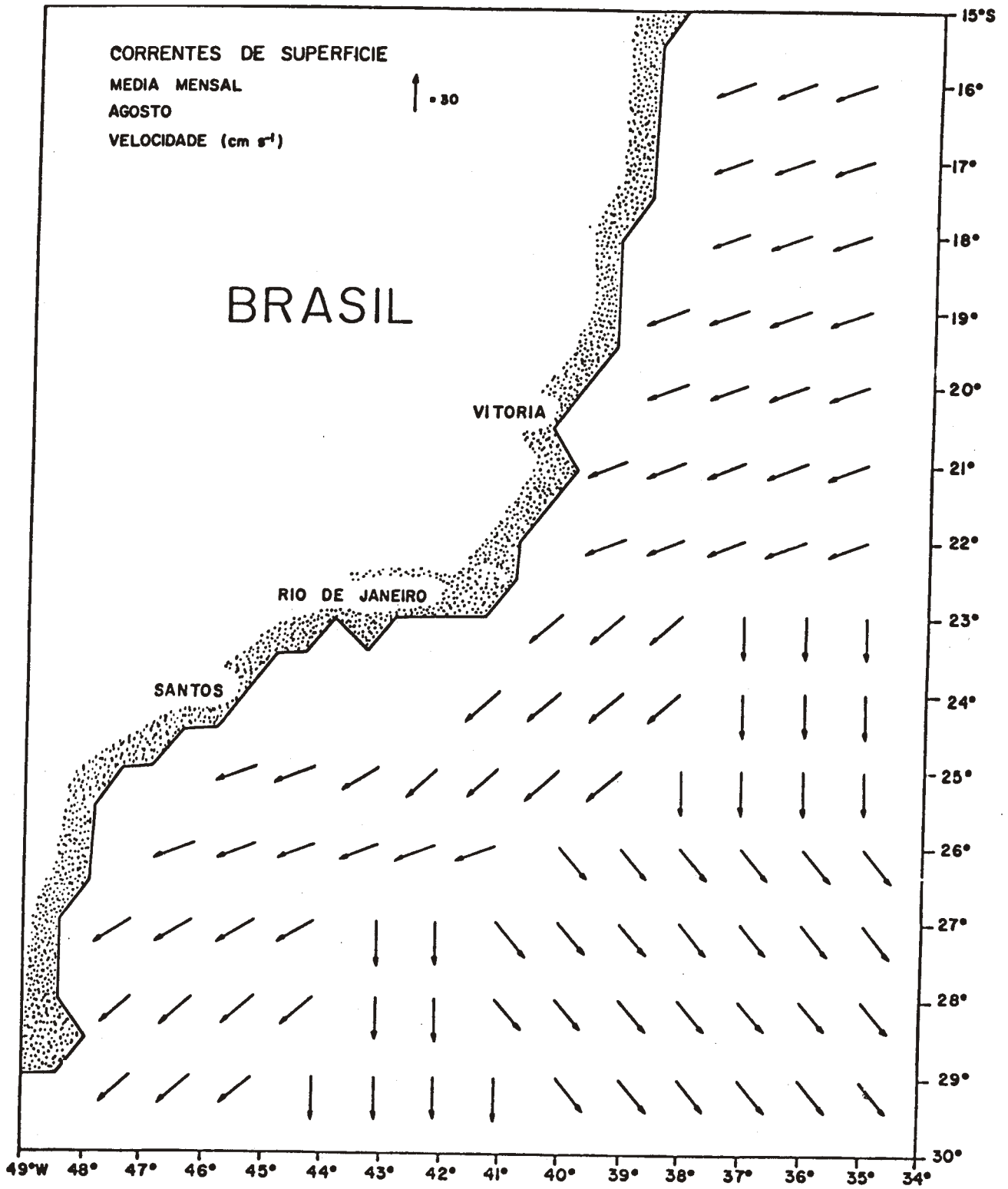


Fig. 33 - Correntes de superfície - agosto.

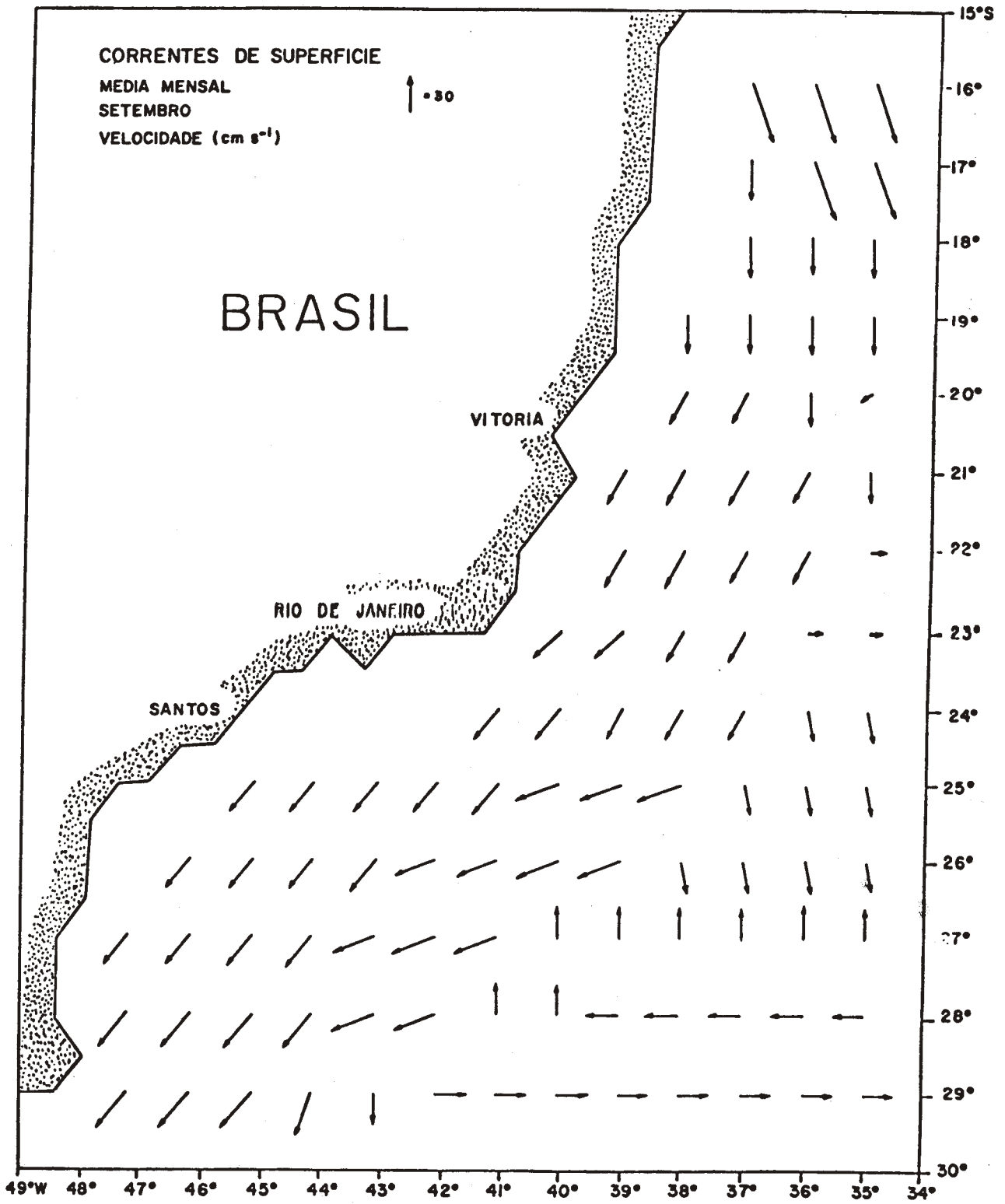


Fig. 34 - Correntes de superfície - setembro.

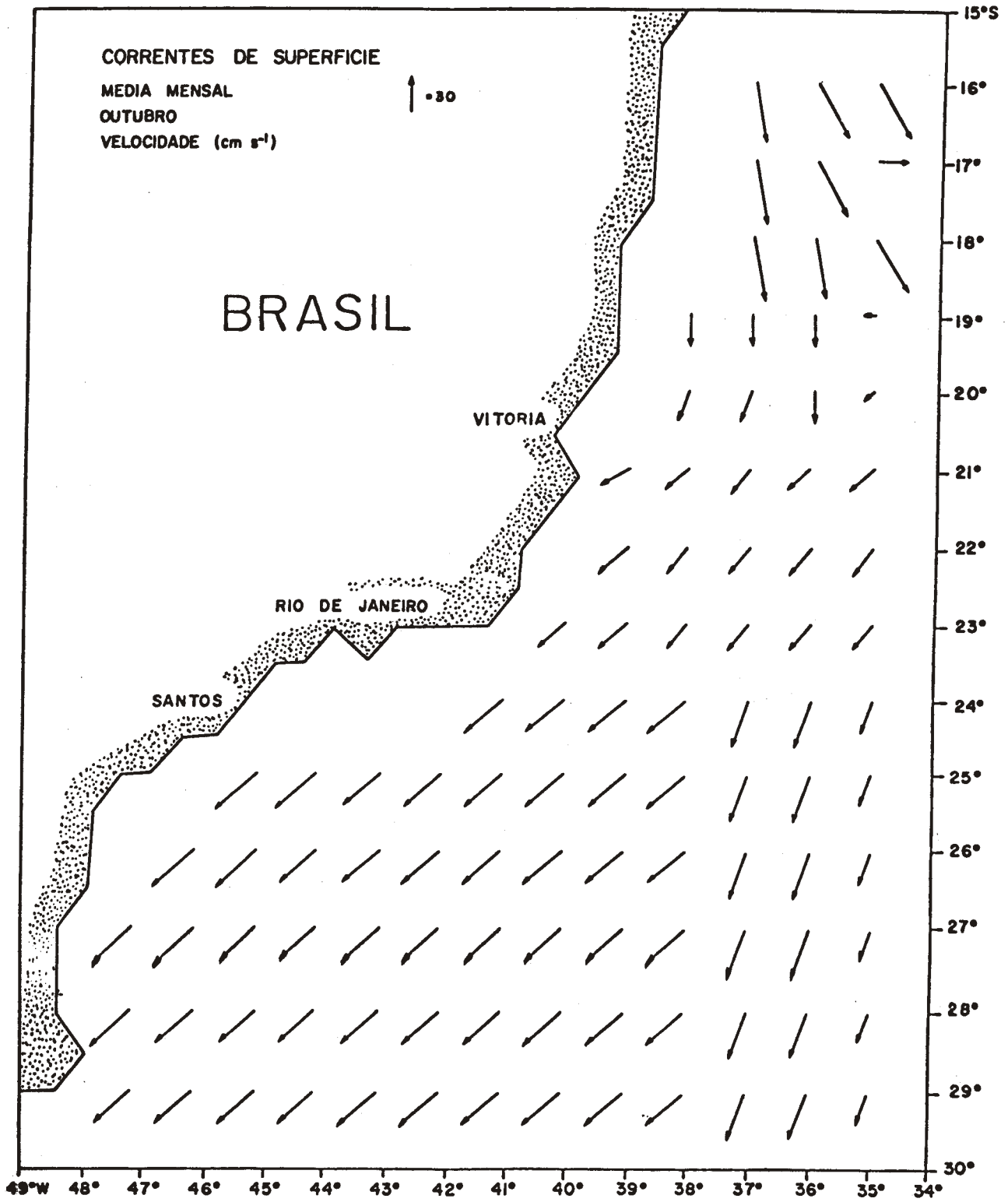


Fig. 35 - Correntes de superfície - outubro

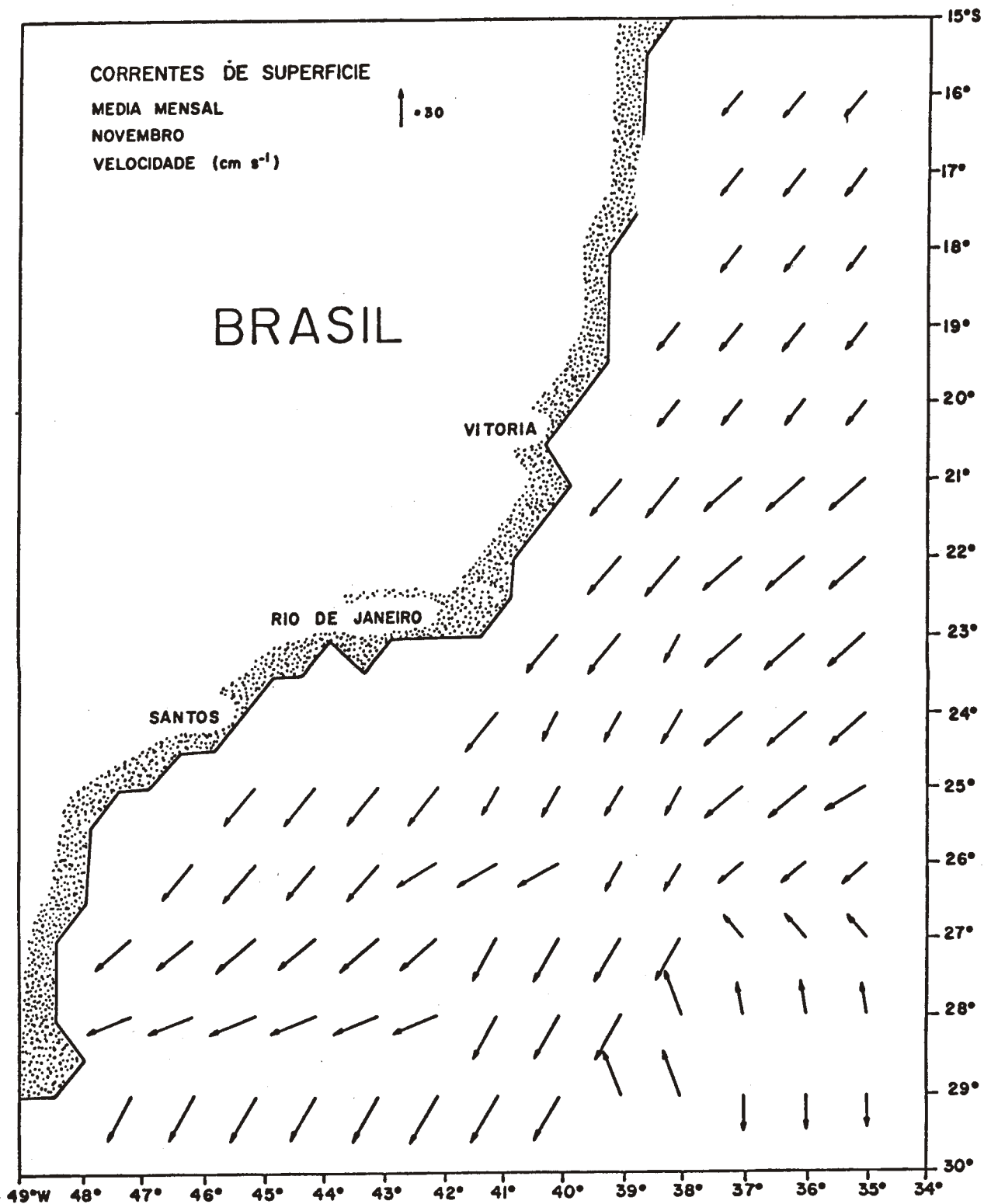


Fig. 36 - Correntes de superfície - novembro.

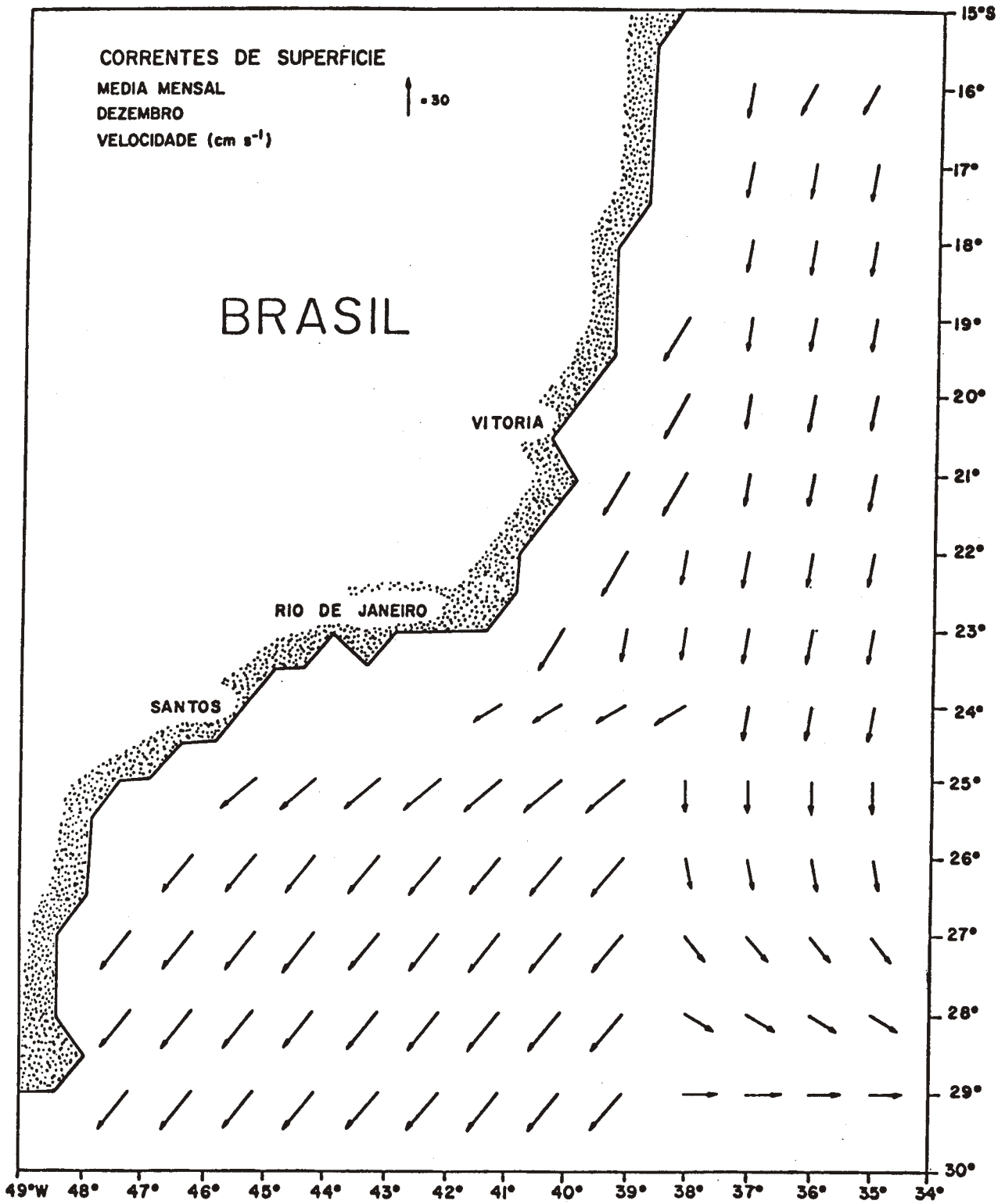


Fig. 37 - Correntes de superfície - dezembro.

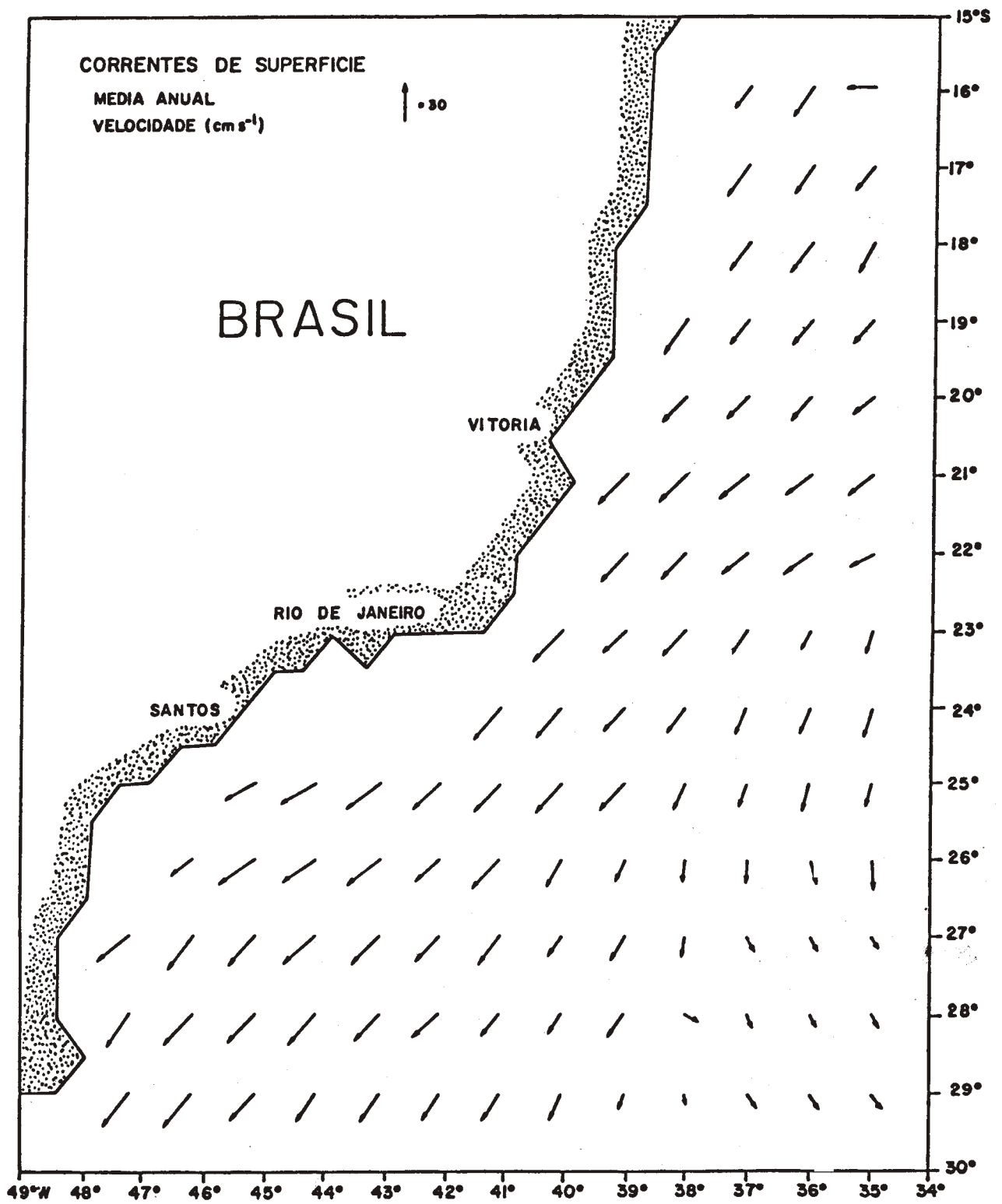


Fig. 38 - Correntes de superfície - média anual.

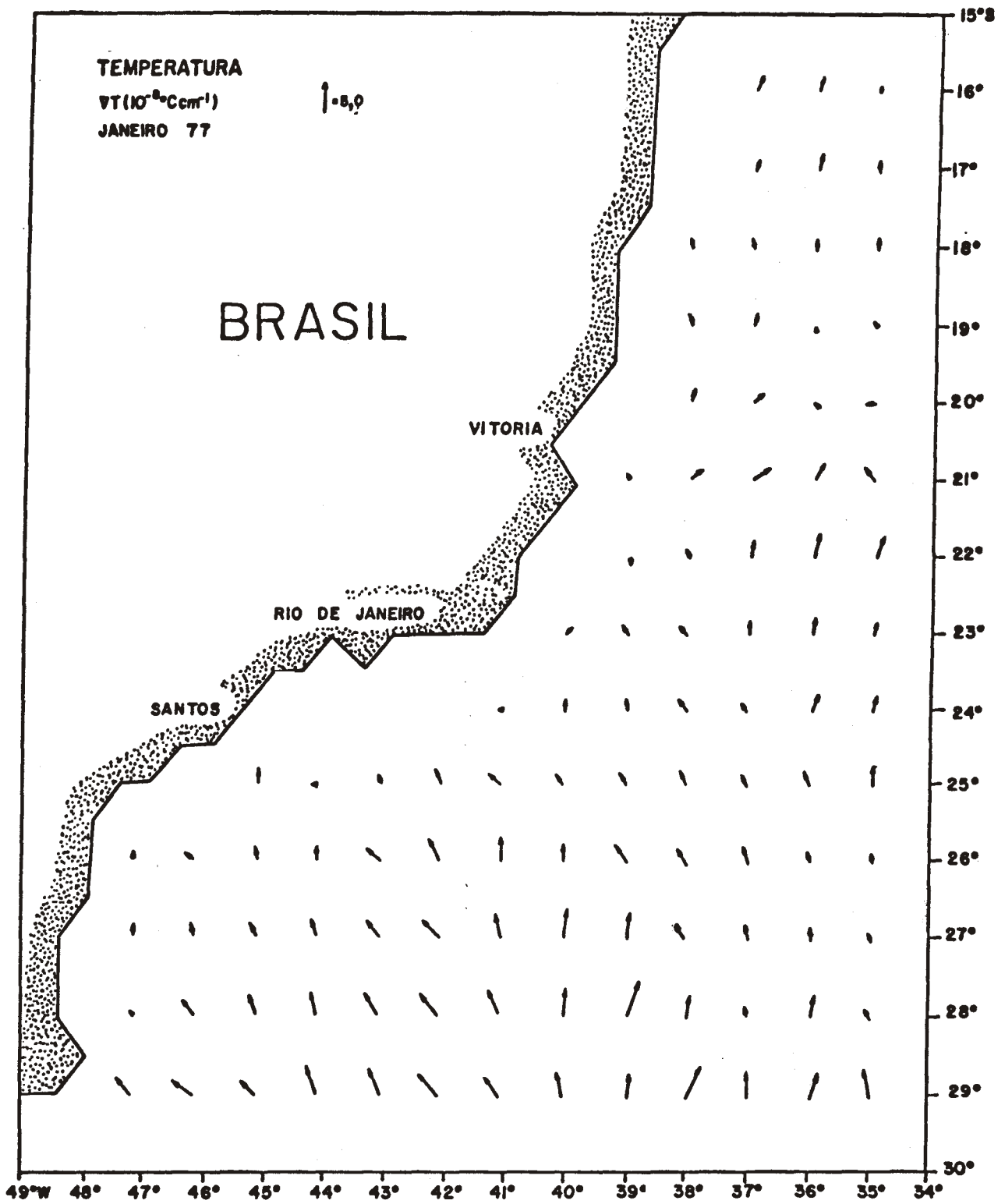


Fig. 39 - Gradiente de temperatura - janeiro.

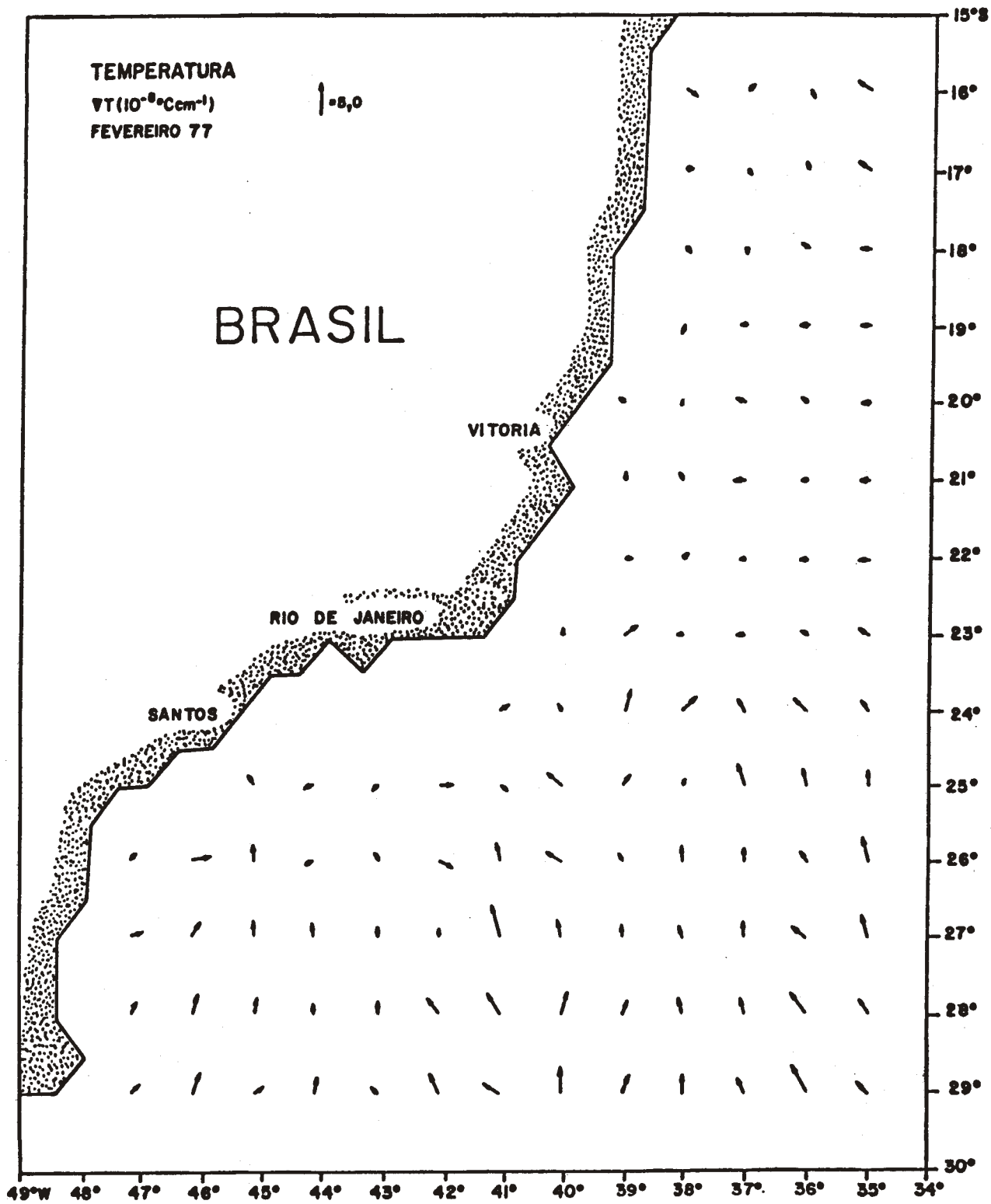


Fig. 40 - Gradiente de temperatura - fevereiro.

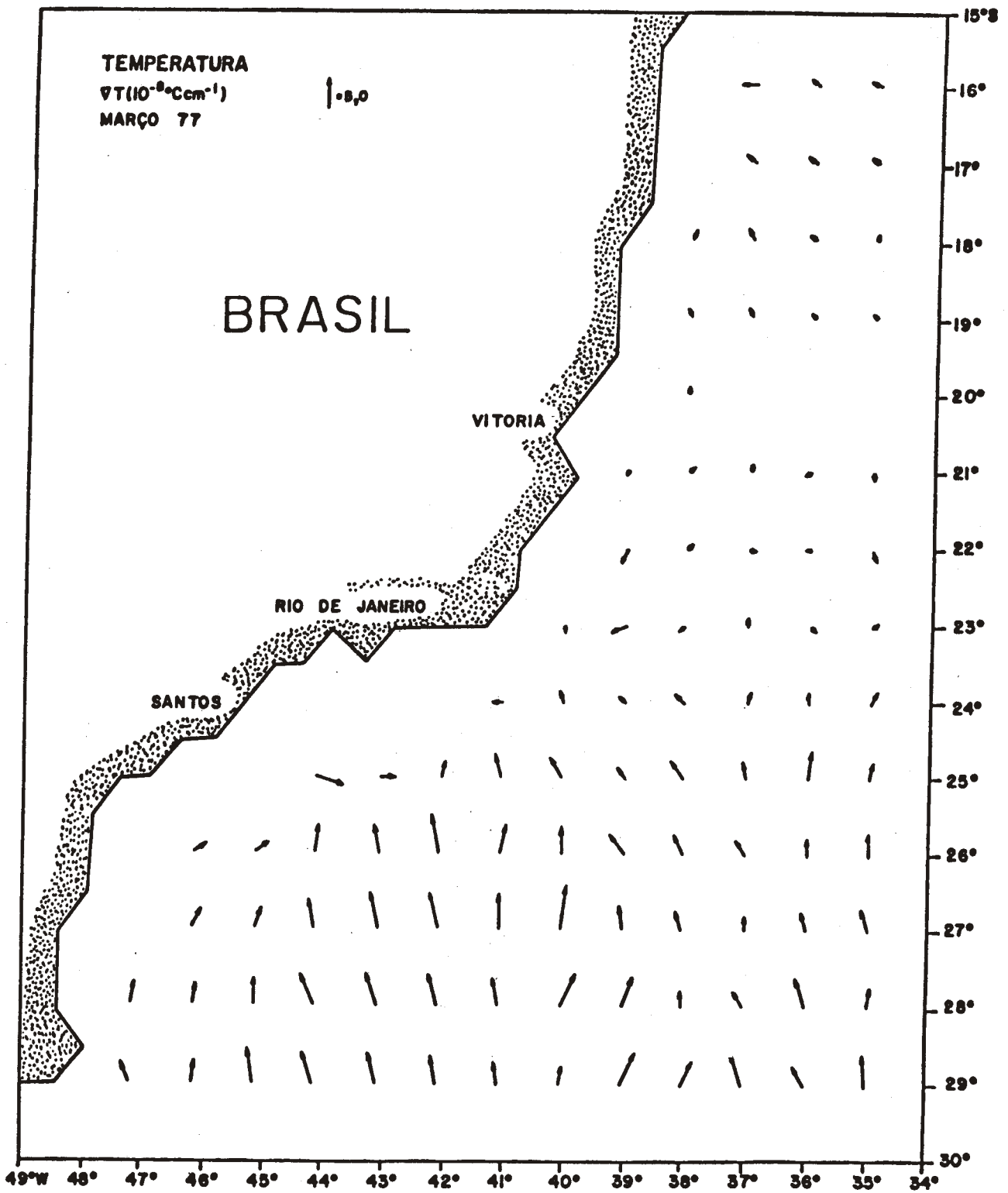


Fig. 41 - Gradiente de temperatura - março.

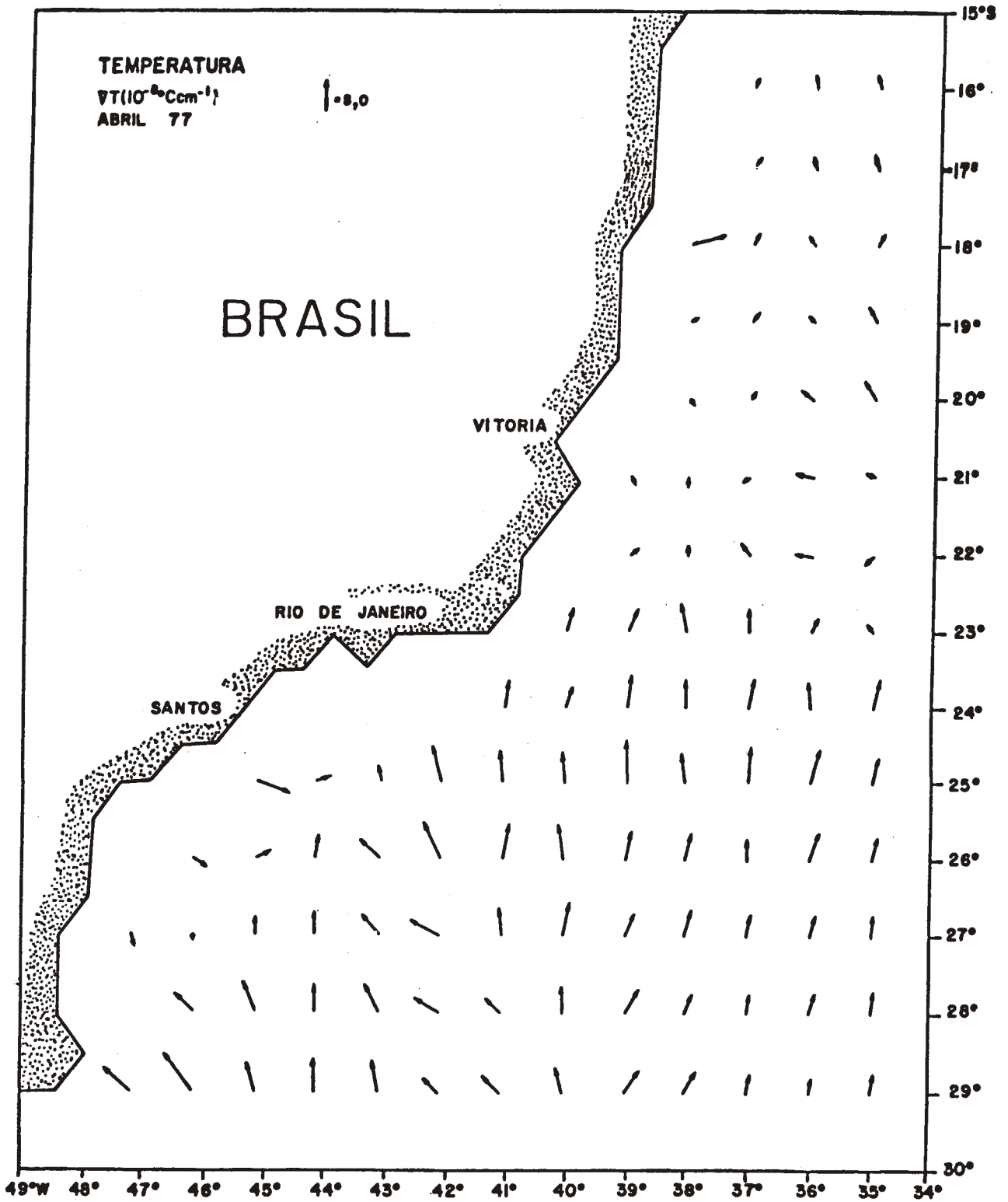


Fig. 42 - Gradiente de temperatura - abril.

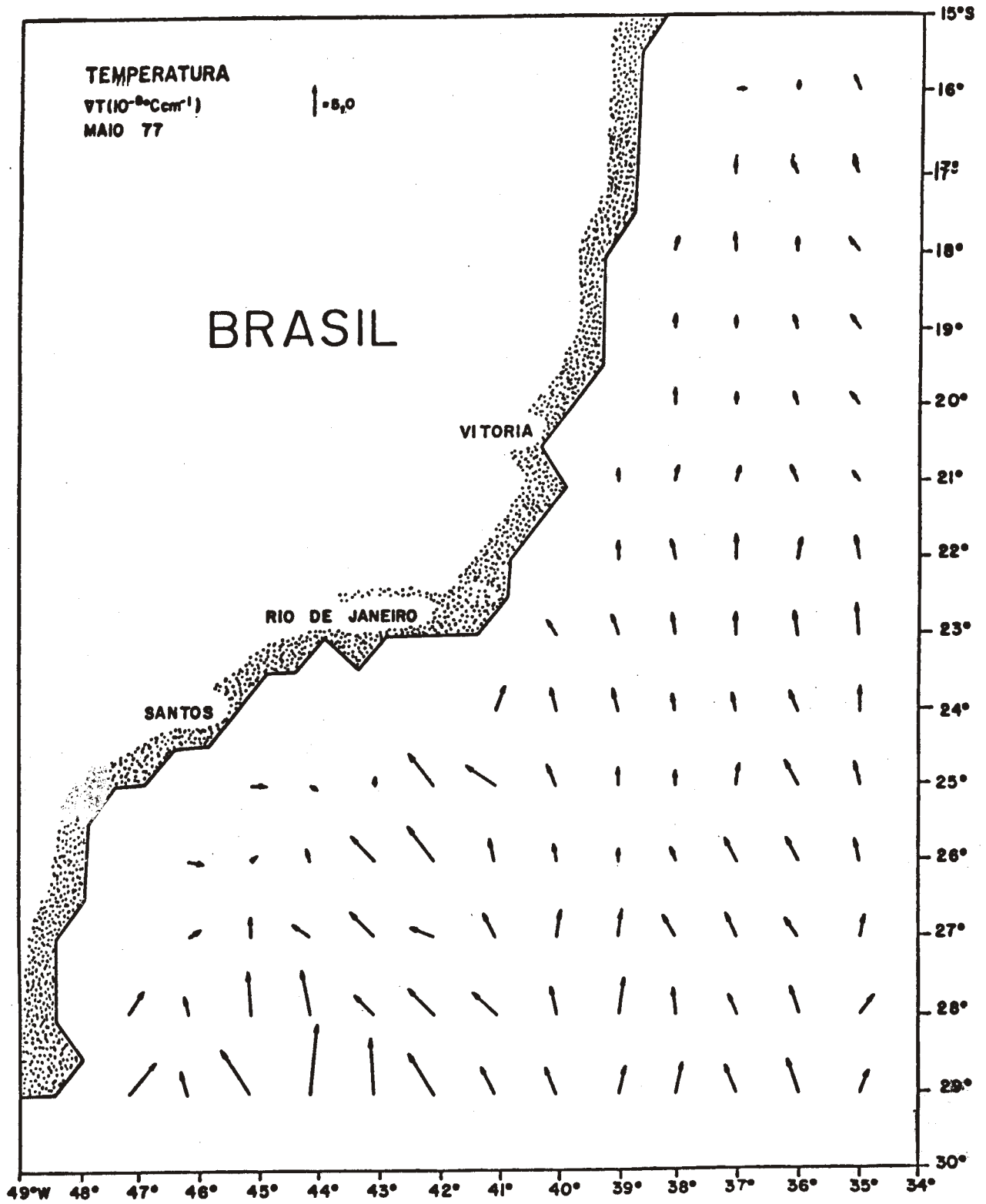


Fig. 43 - Gradiente de temperatura - maio.

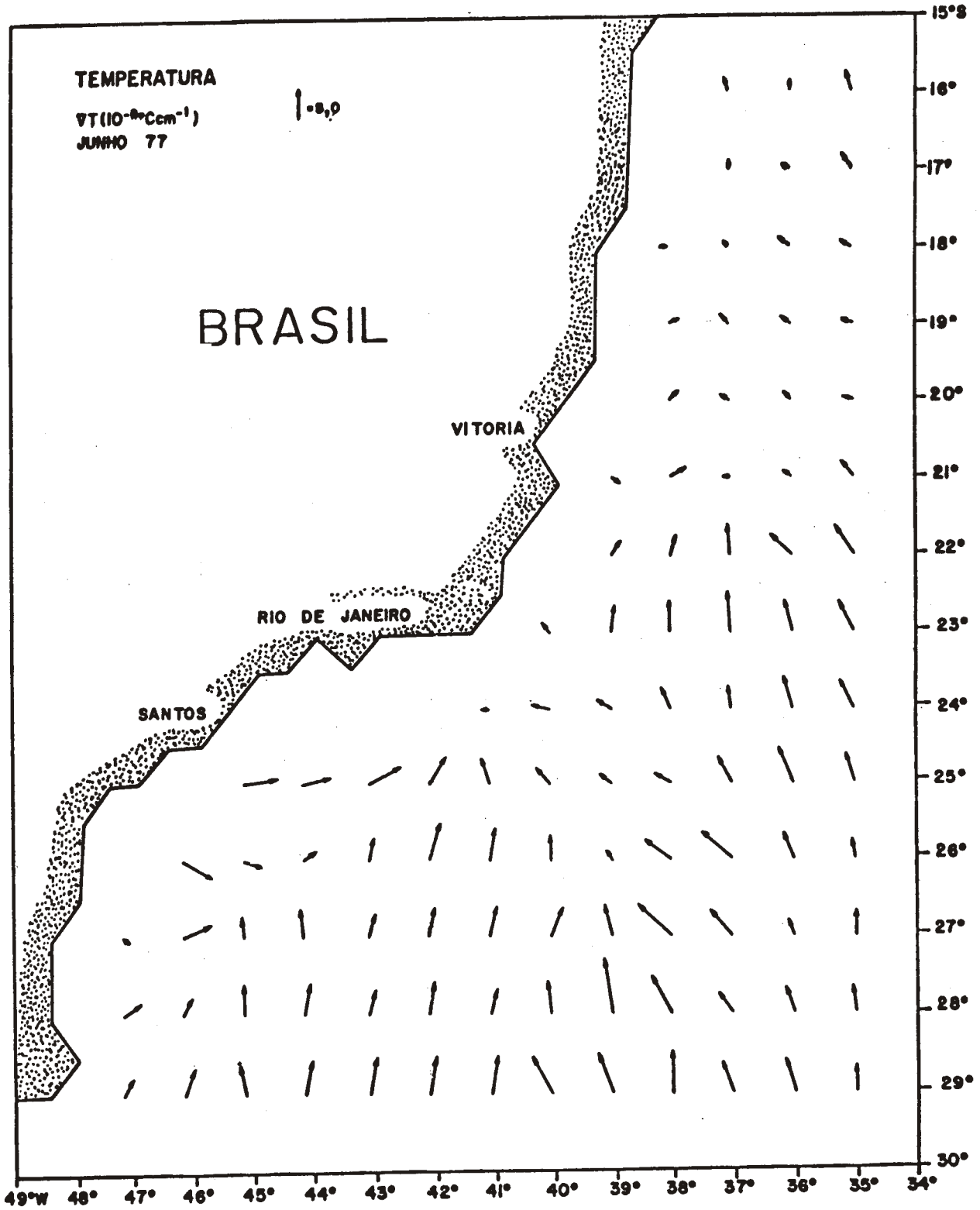


Fig. 44 - Gradiente de temperatura - junho.

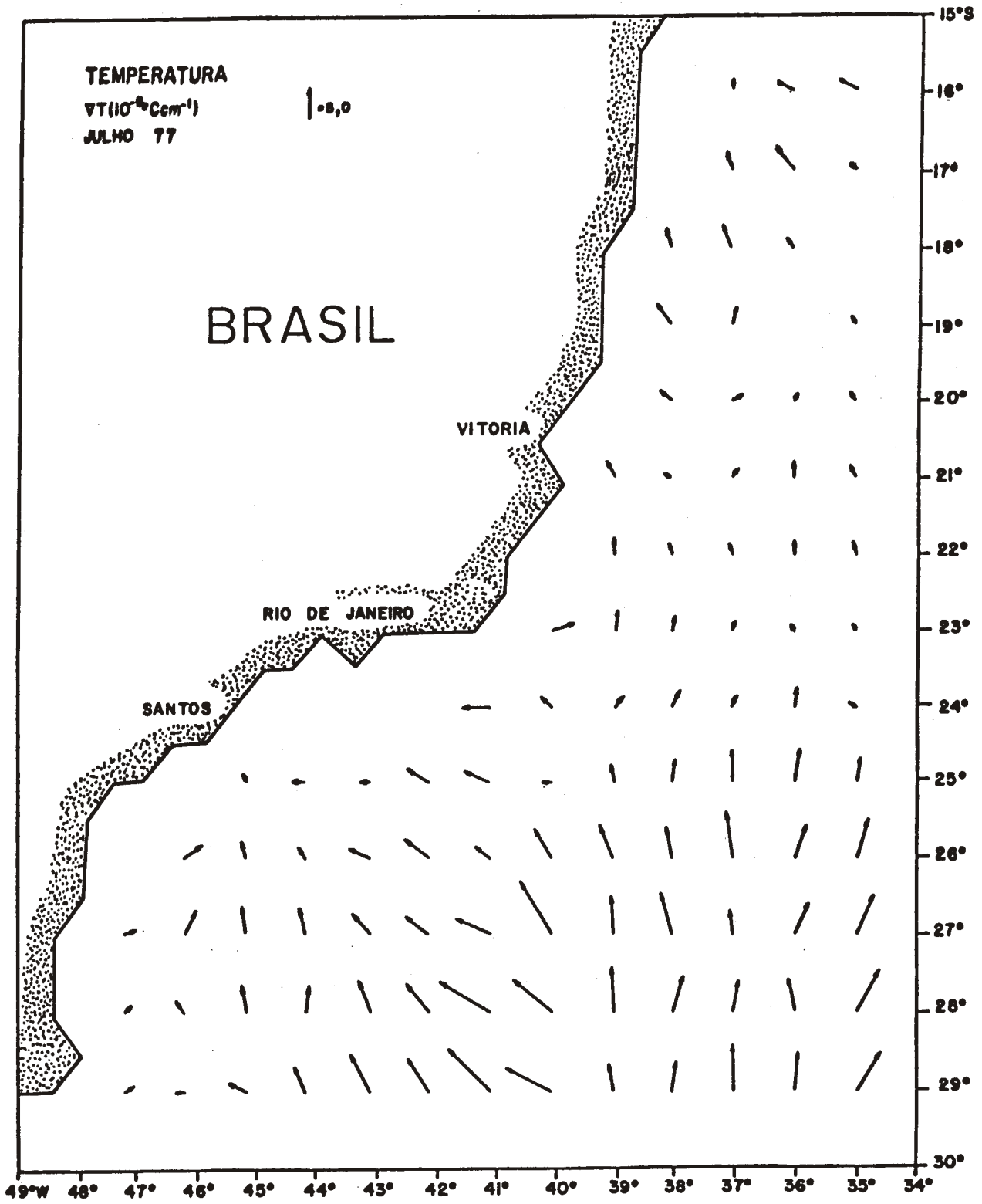


Fig. 45 - Gradiente de temperatura - julho.

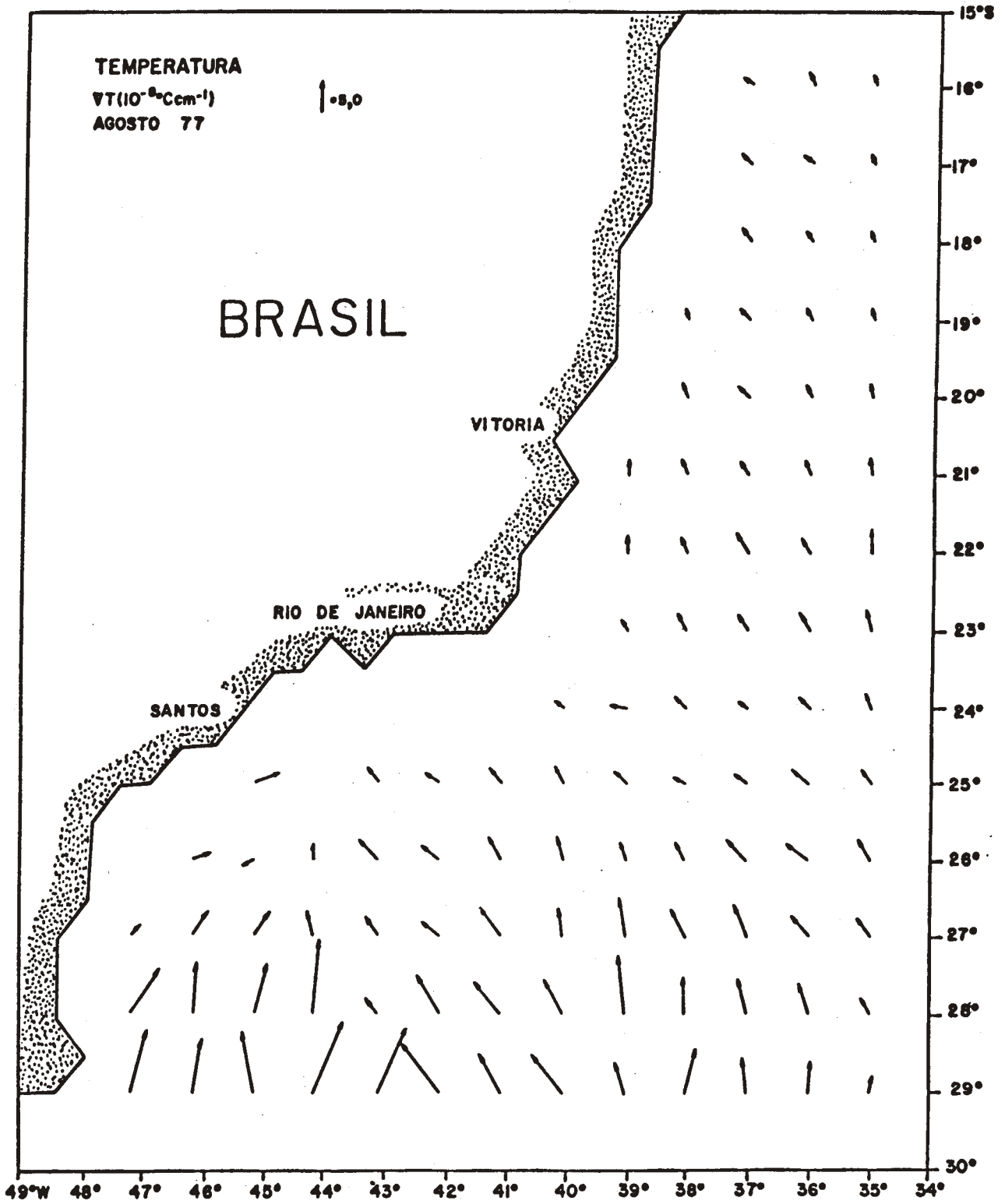


Fig. 46 - Gradiente de temperatura - agosto.

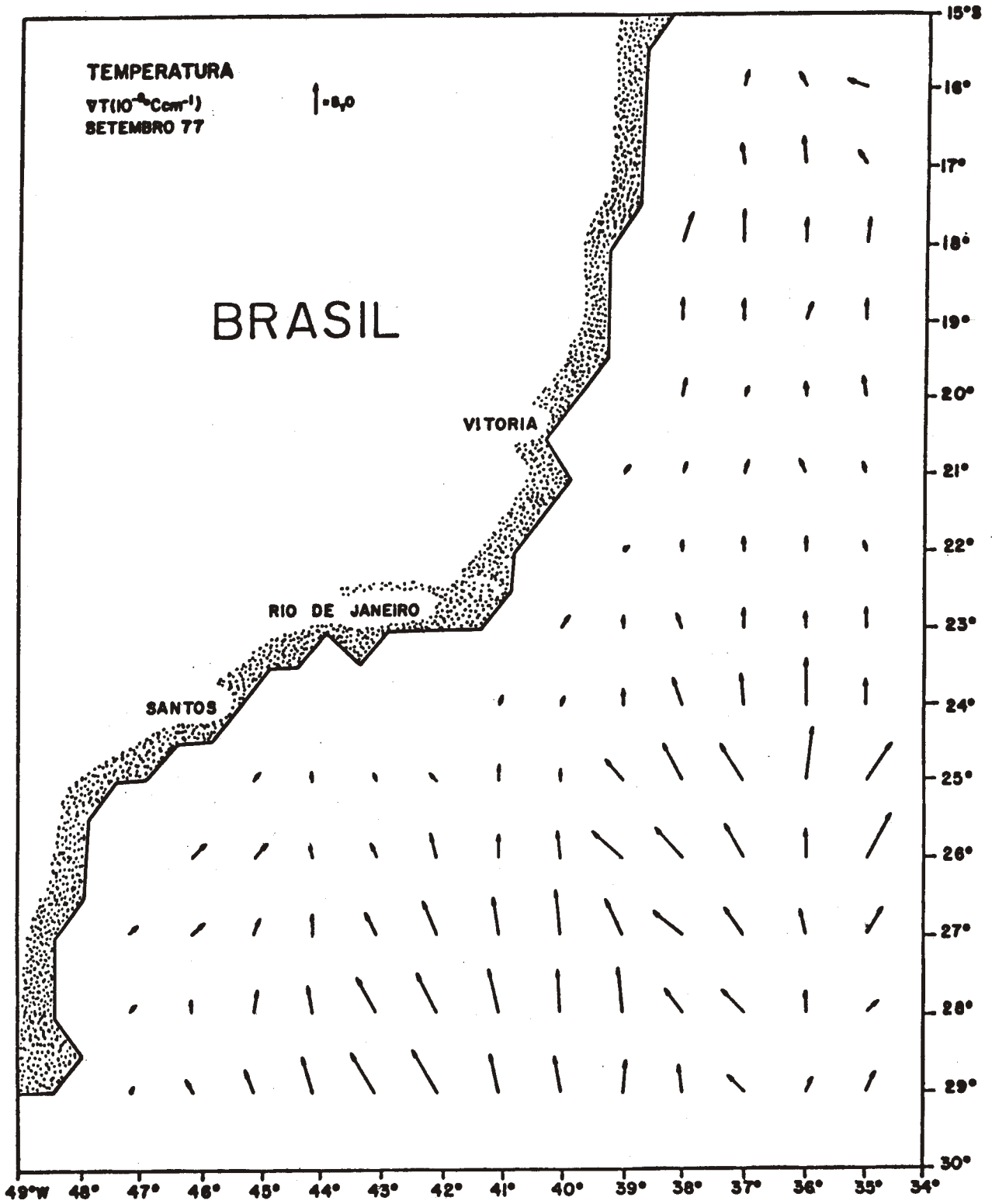


Fig. 47 - Gradiente de temperatura - setembro.

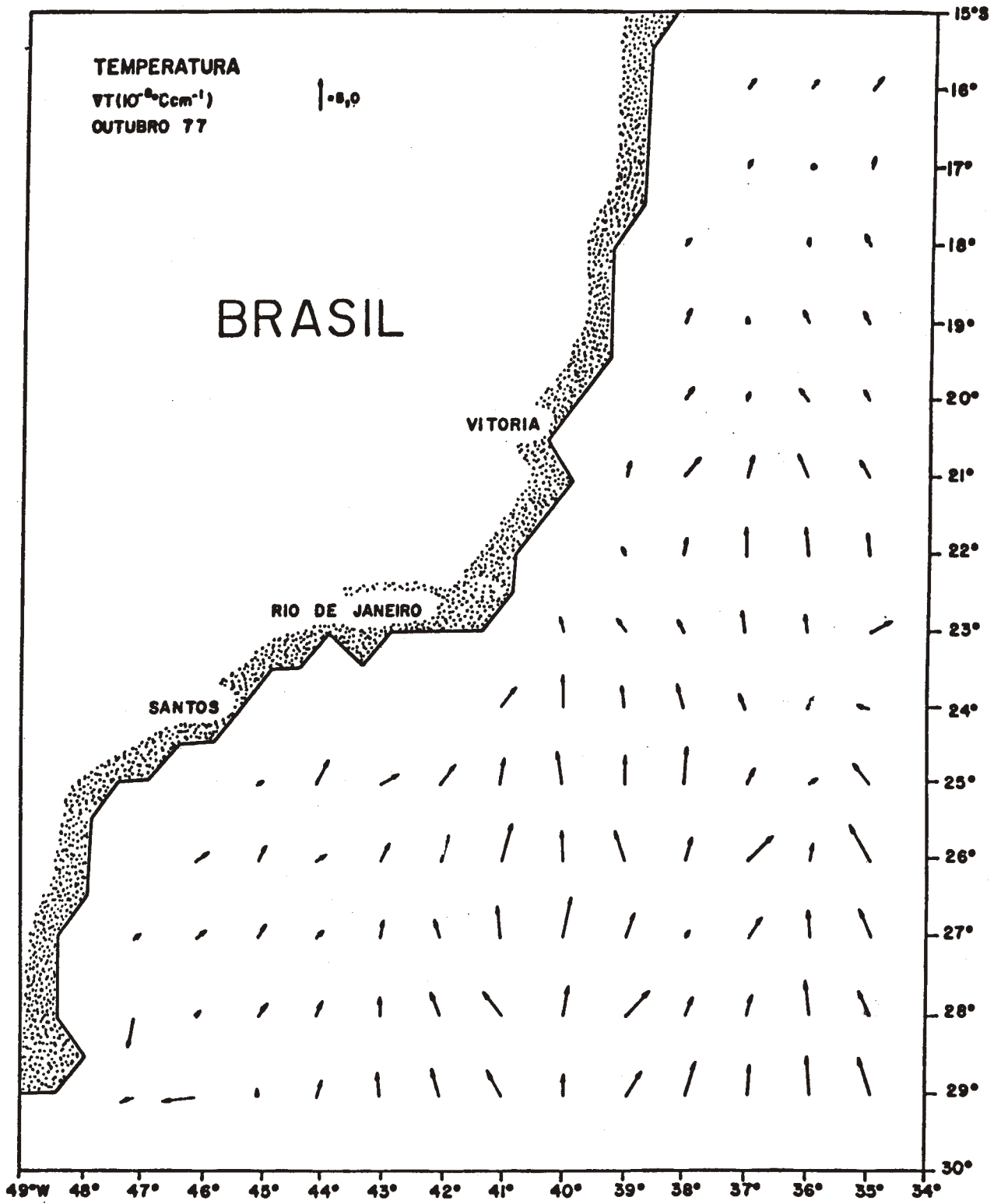


Fig. 48 - Gradiente de temperatura - outubro.

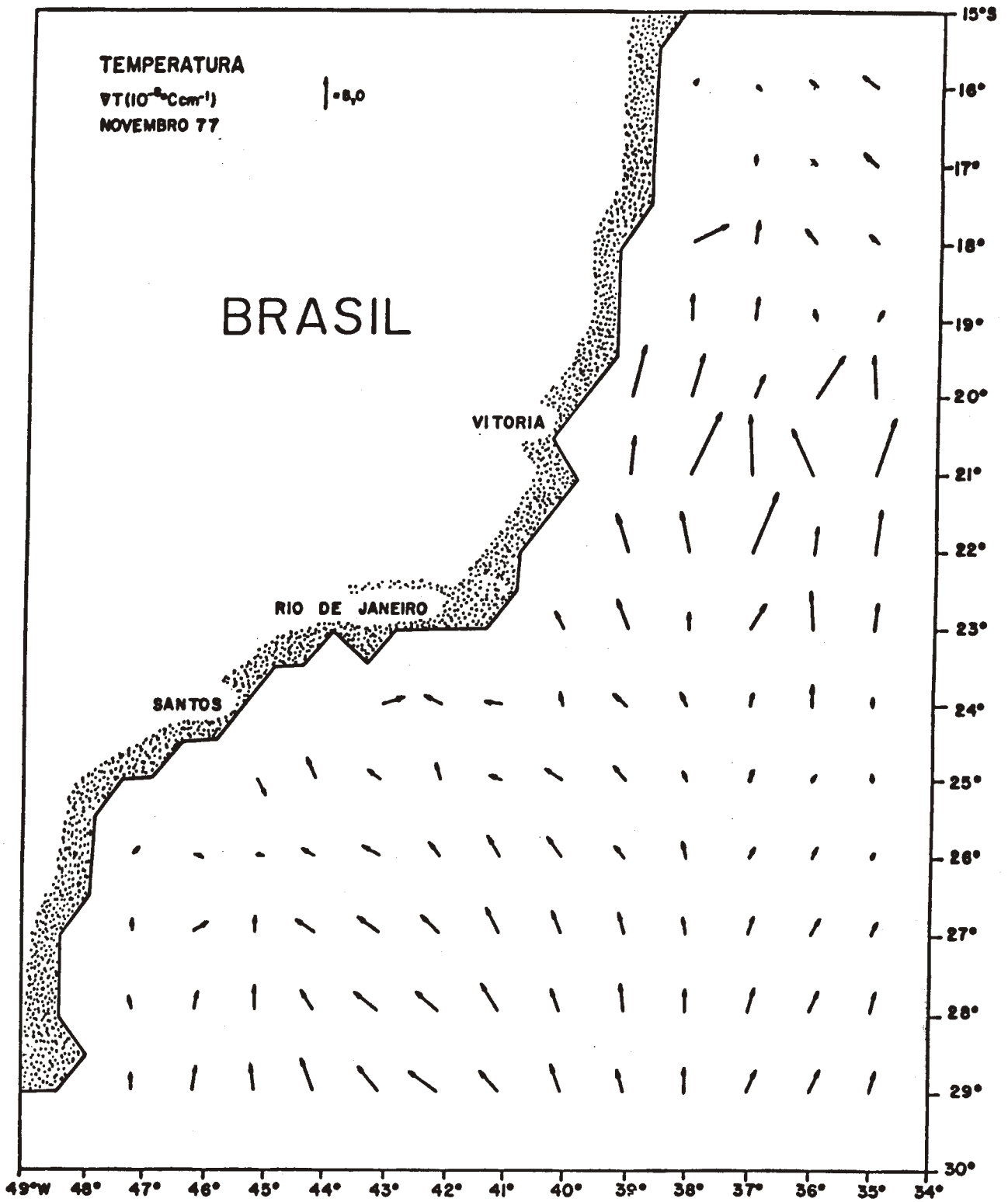


Fig. 49 - Gradiente de temperatura - novembro.

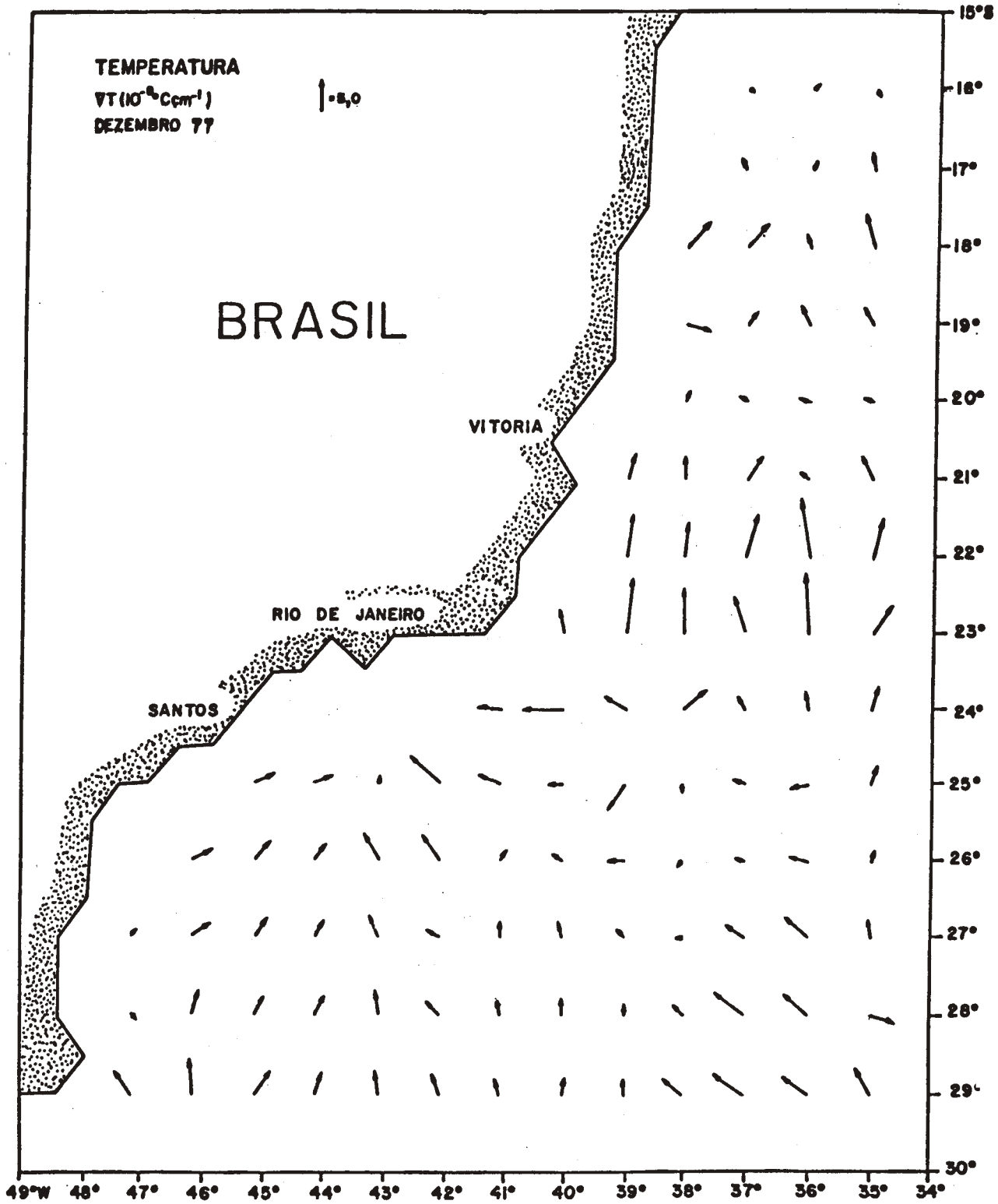


Fig. 50 - Gradiente de temperatura - dezembro.

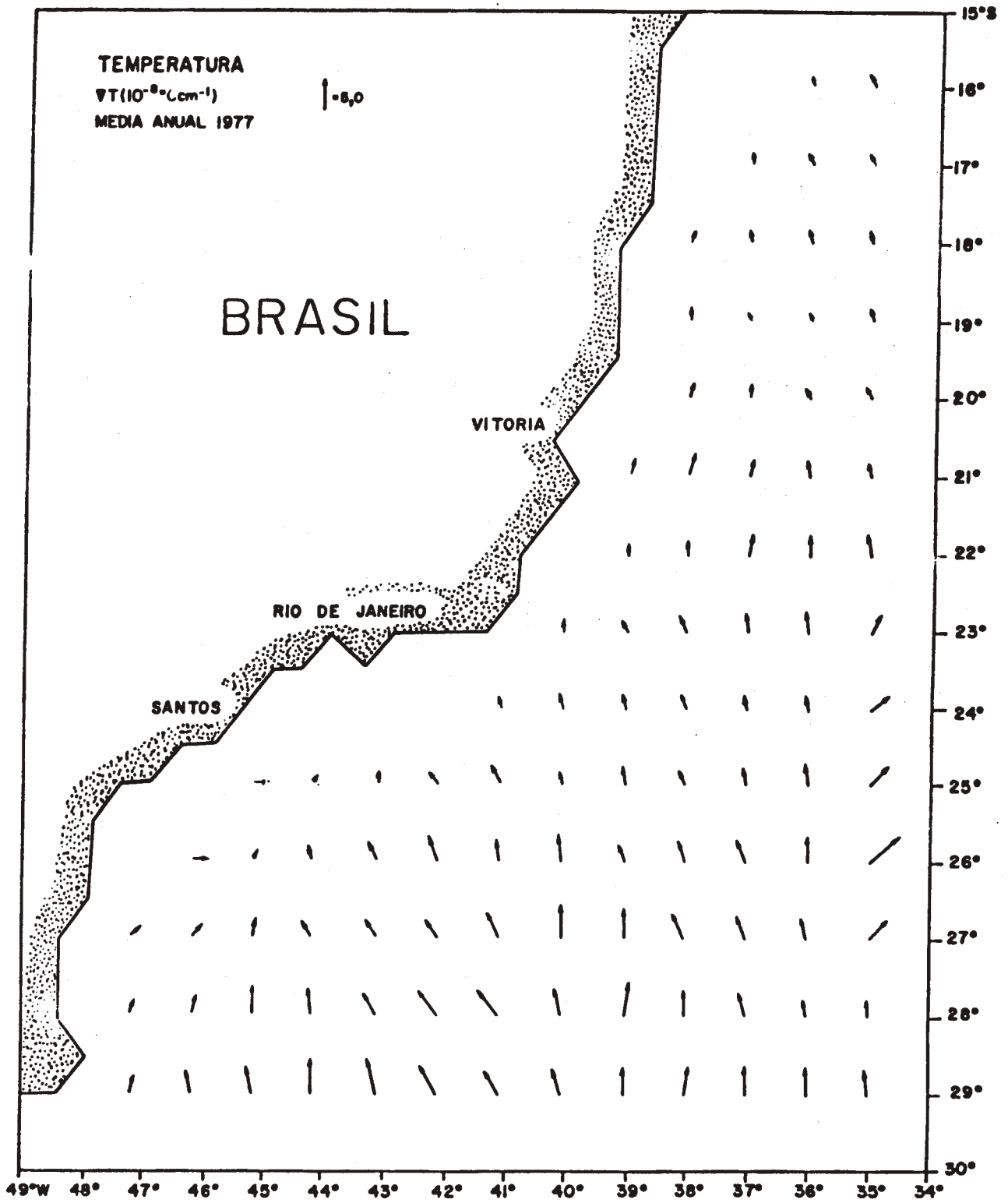


Fig. 51 - Gradiente de temperatura-média anual.

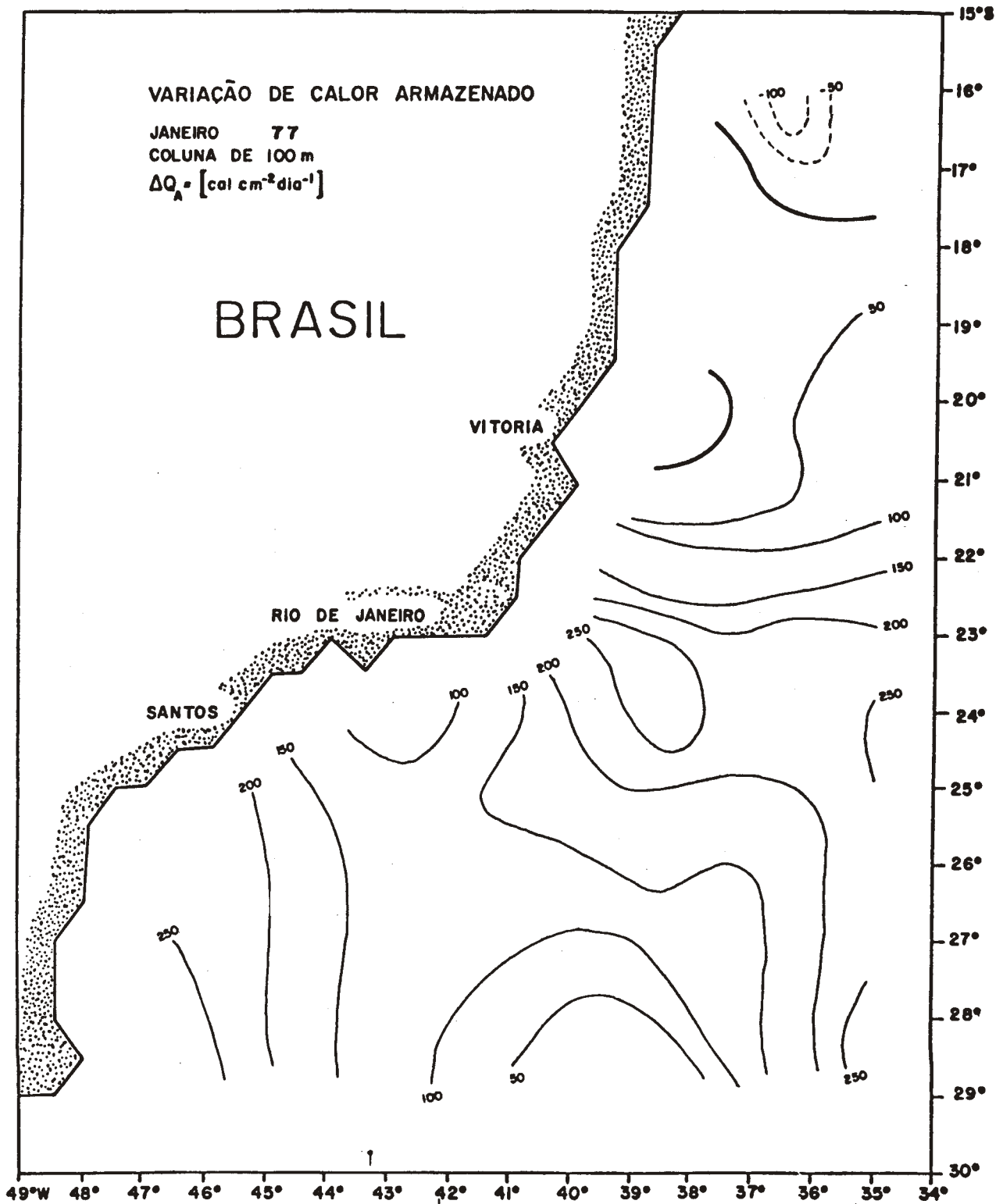


Fig. 52 - Variação do calor armazenado (ΔQ_A) na cama da superior de 100m - janeiro.

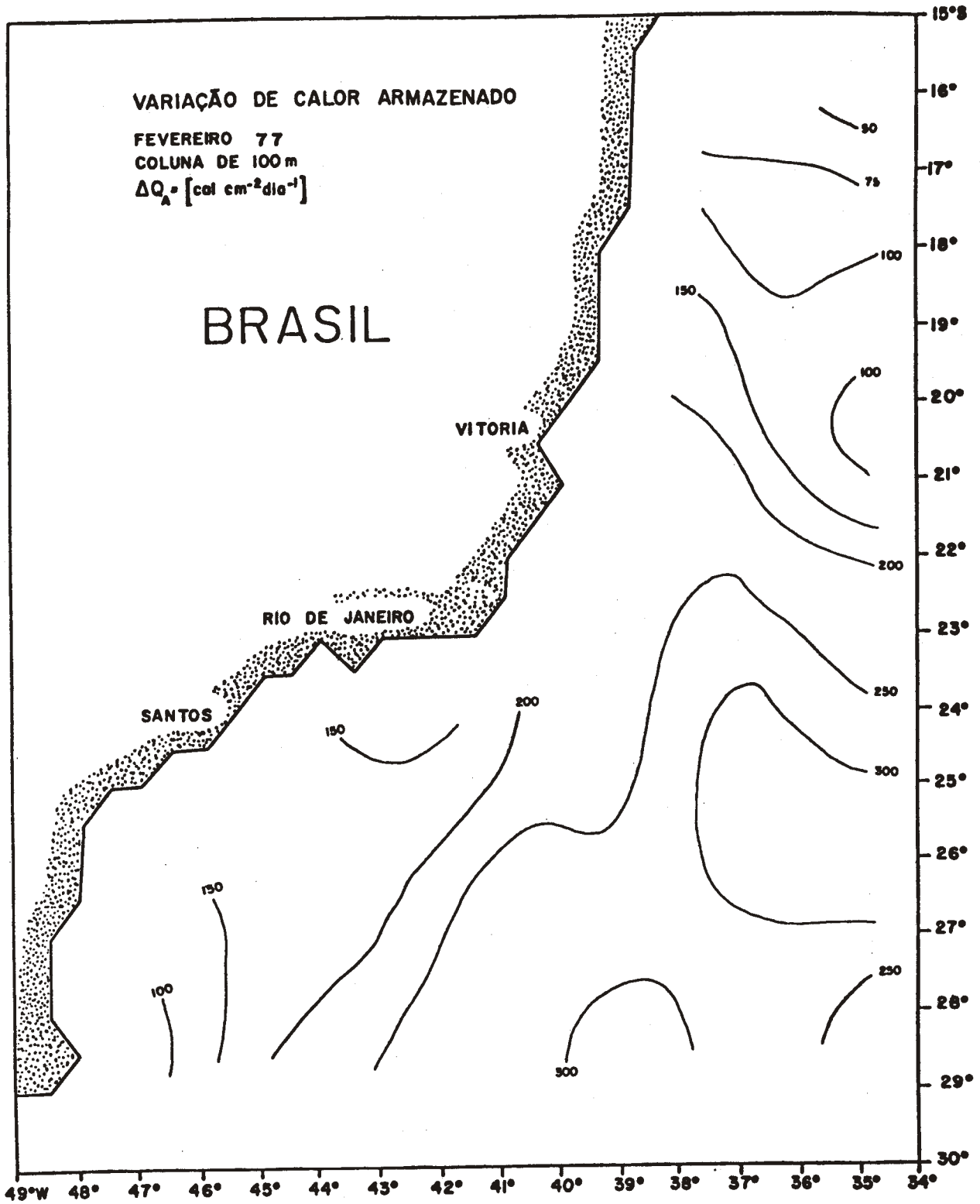


Fig. 53 - Variação do calor armazenado (ΔQ_A) na cam
da superior de 100m - fevereiro.

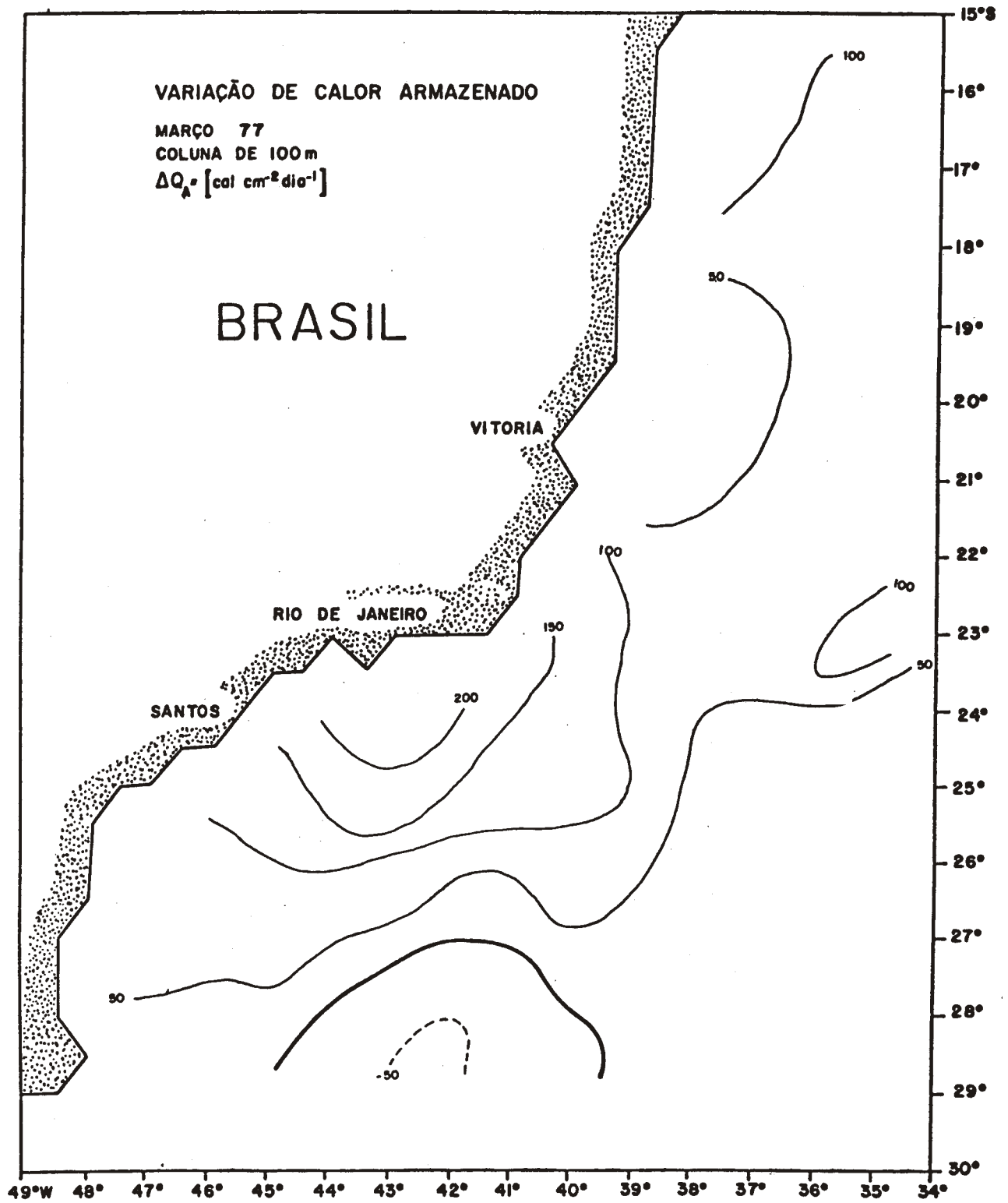


Fig. 54 - Variação do calor armazenado (ΔQ_A) na cama da superior de 100m - março.

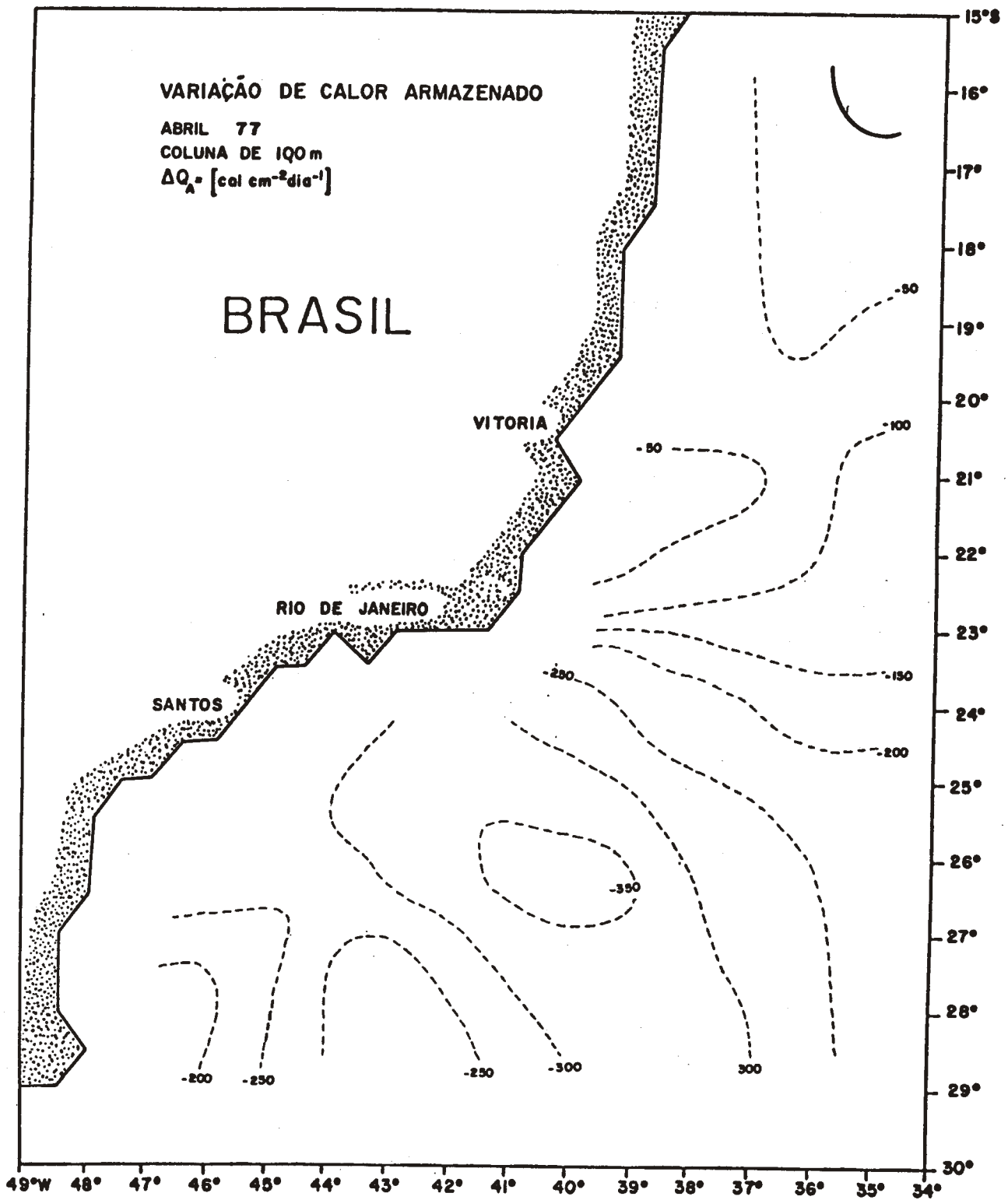


Fig. 55 - Variação do calor armazenado (ΔQ_A) na cama
da superior de 100m - abril.

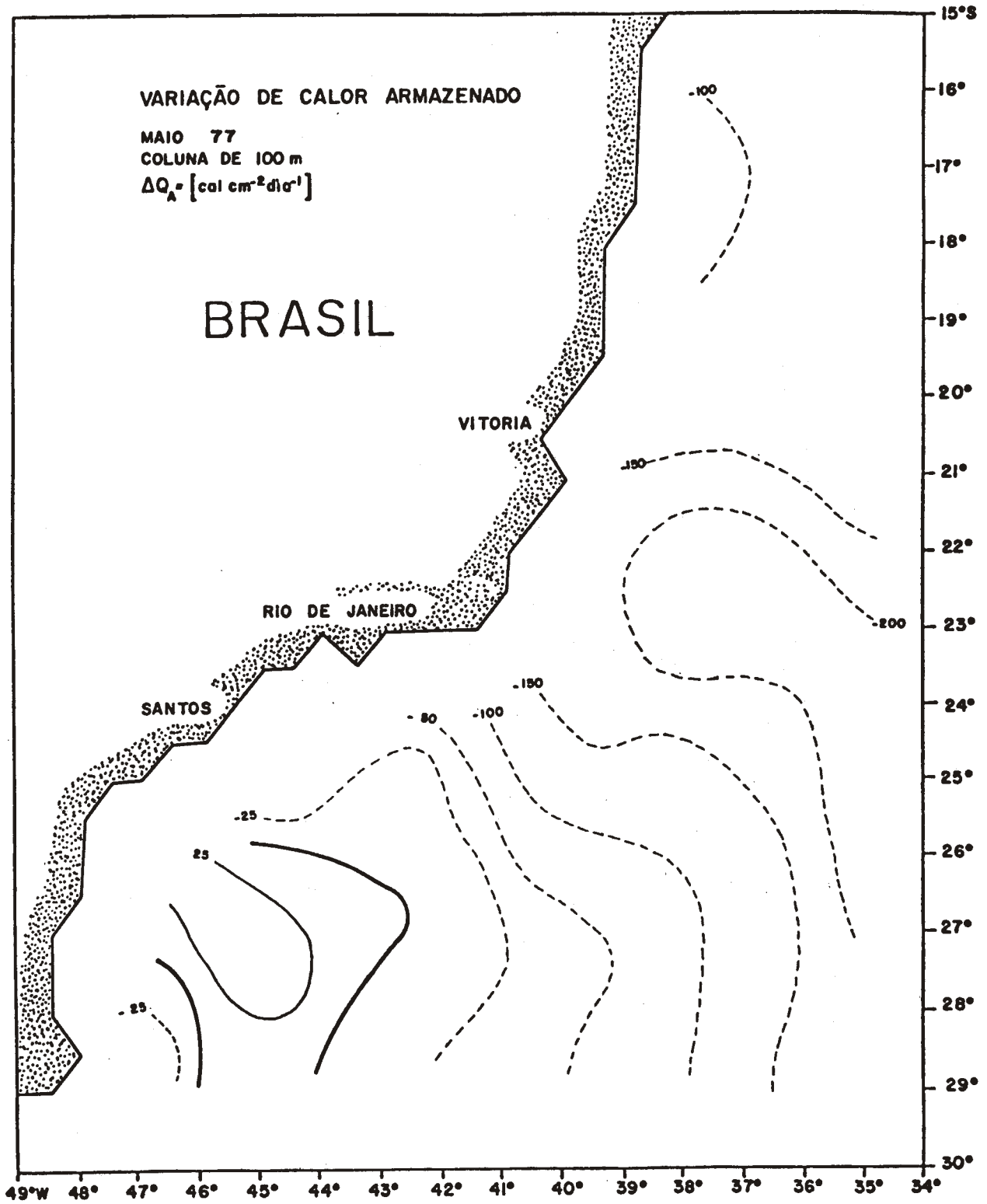


Fig. 56 - Variação do calor armazenado (ΔQ_A) na cam
da superior de 100m - maio.

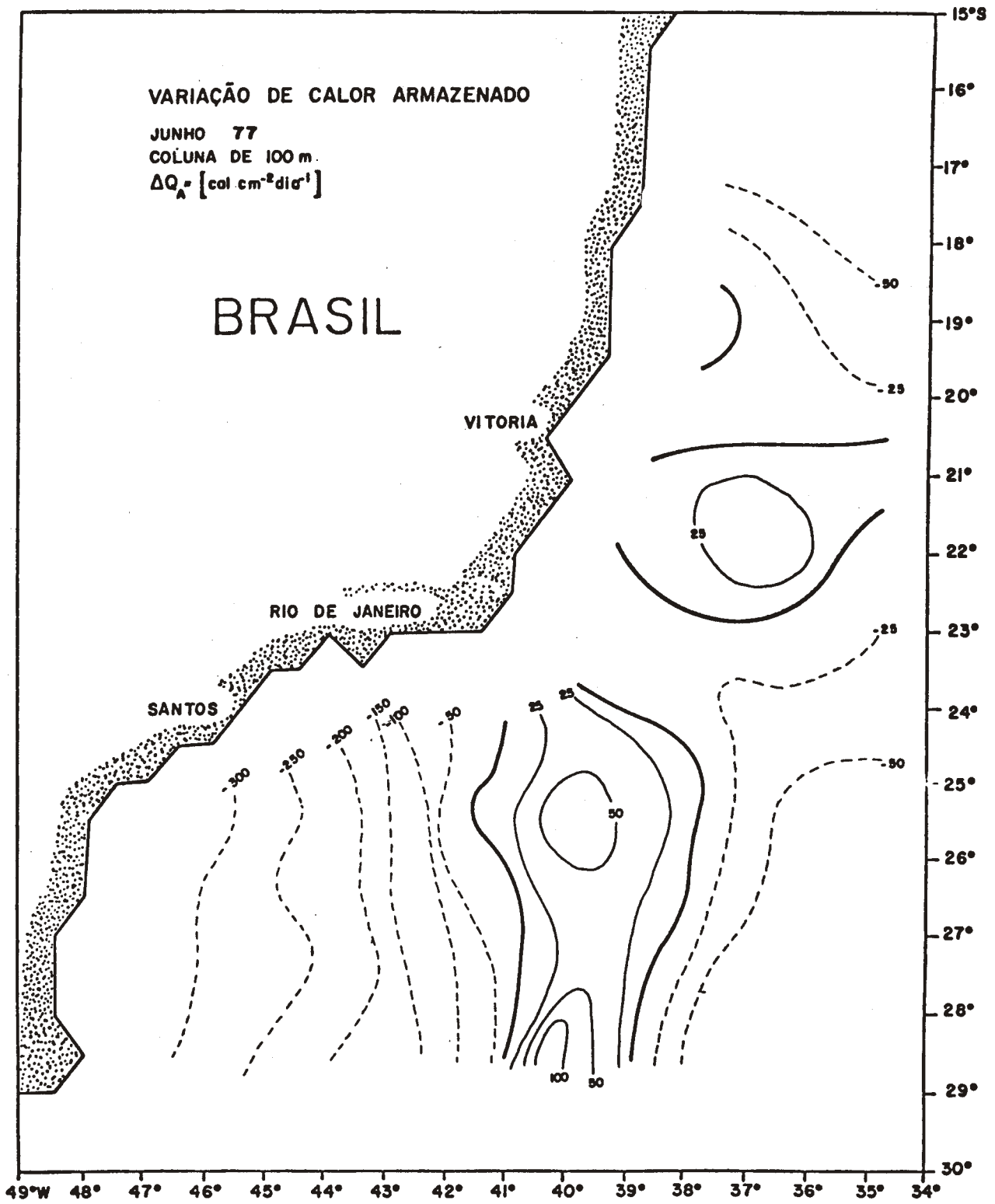


Fig. 57 - Variação do calor armazenado (ΔQ_A) na cama da superior de 100m - junho.

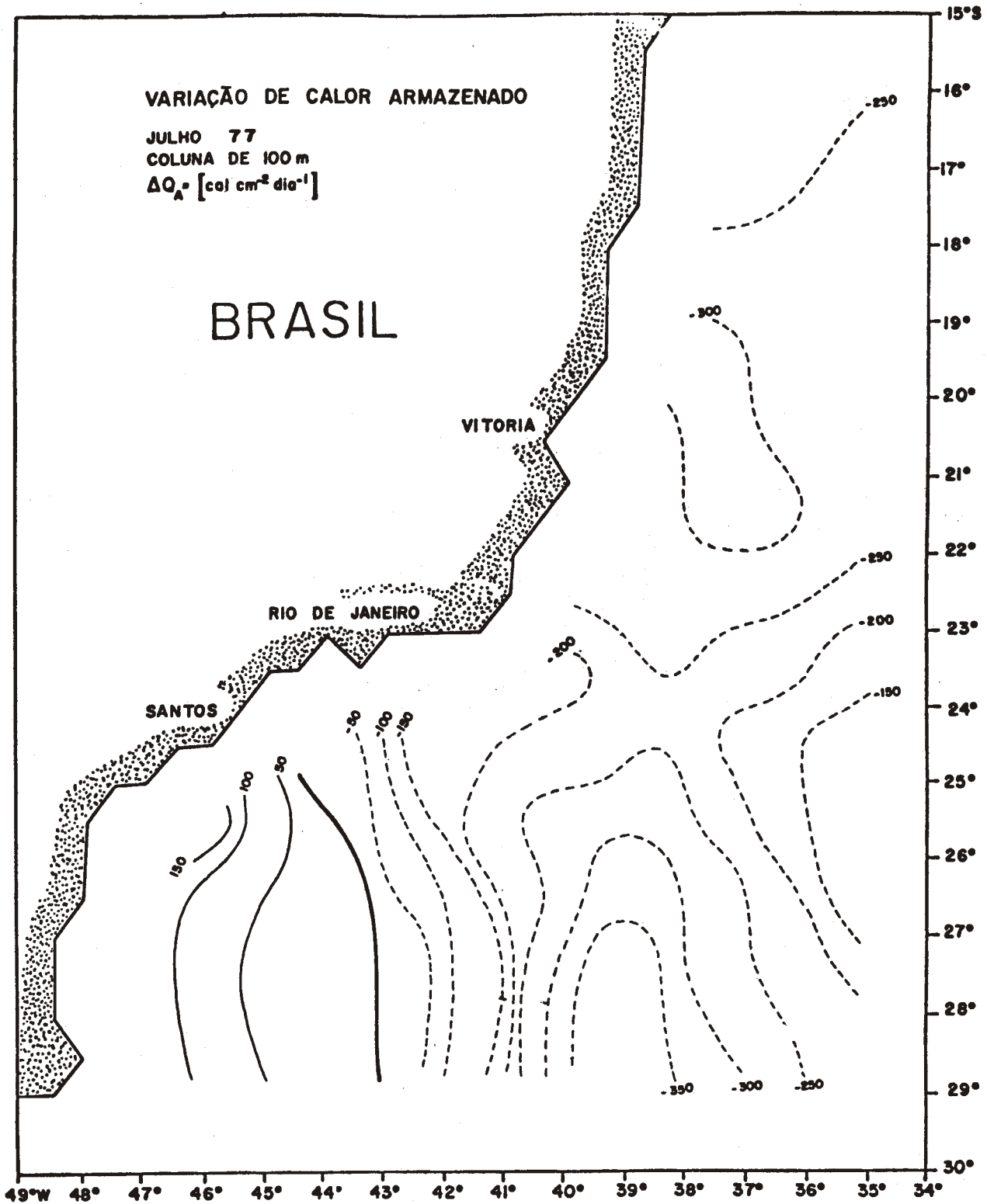


Fig. 58 - Variação do calor armazenado (ΔQ_A) na cama da superior de 100m - julho.

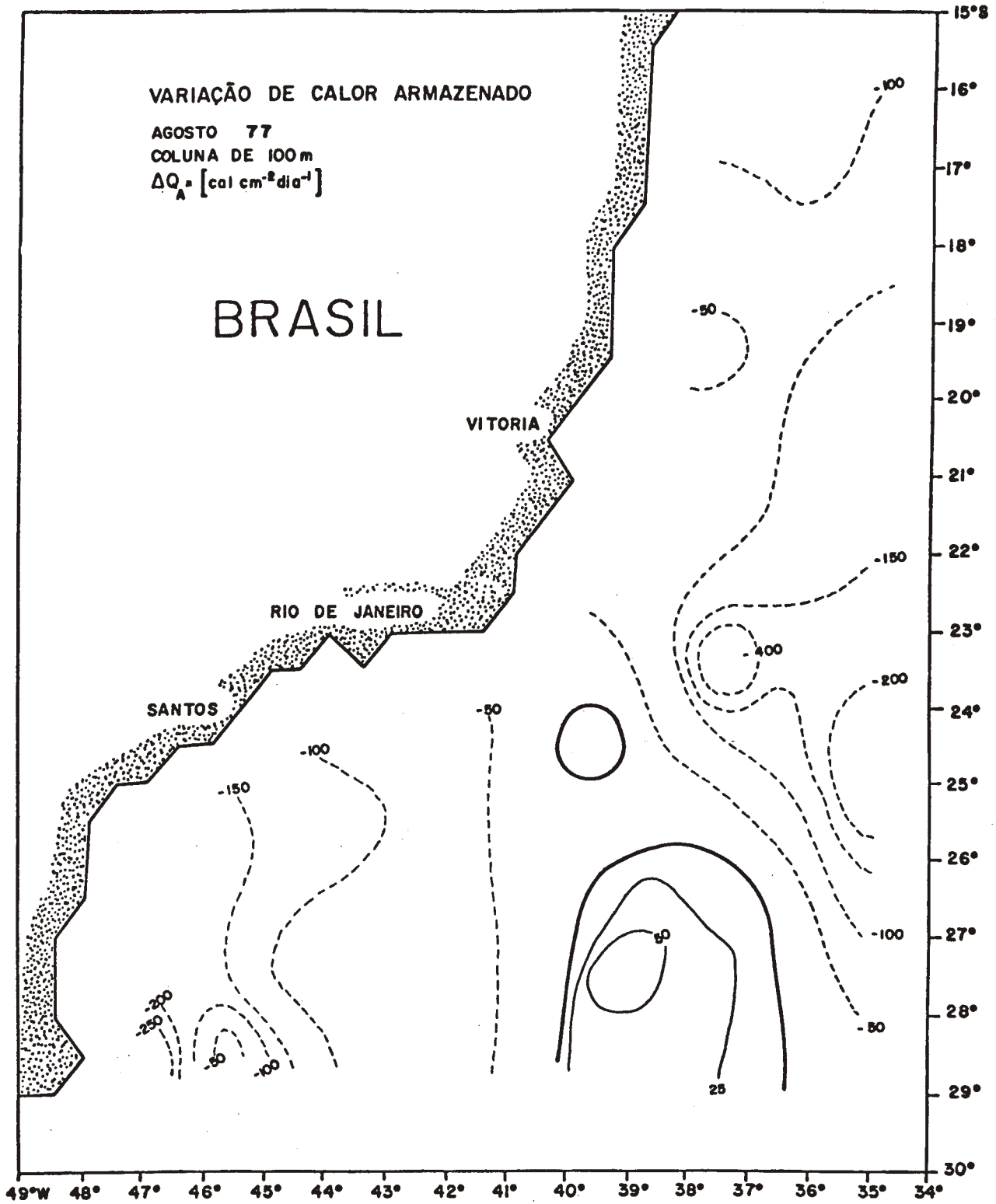


Fig. 59 - Variação do calor armazenado (ΔQ_A) na cama da superior de 100m - agosto.

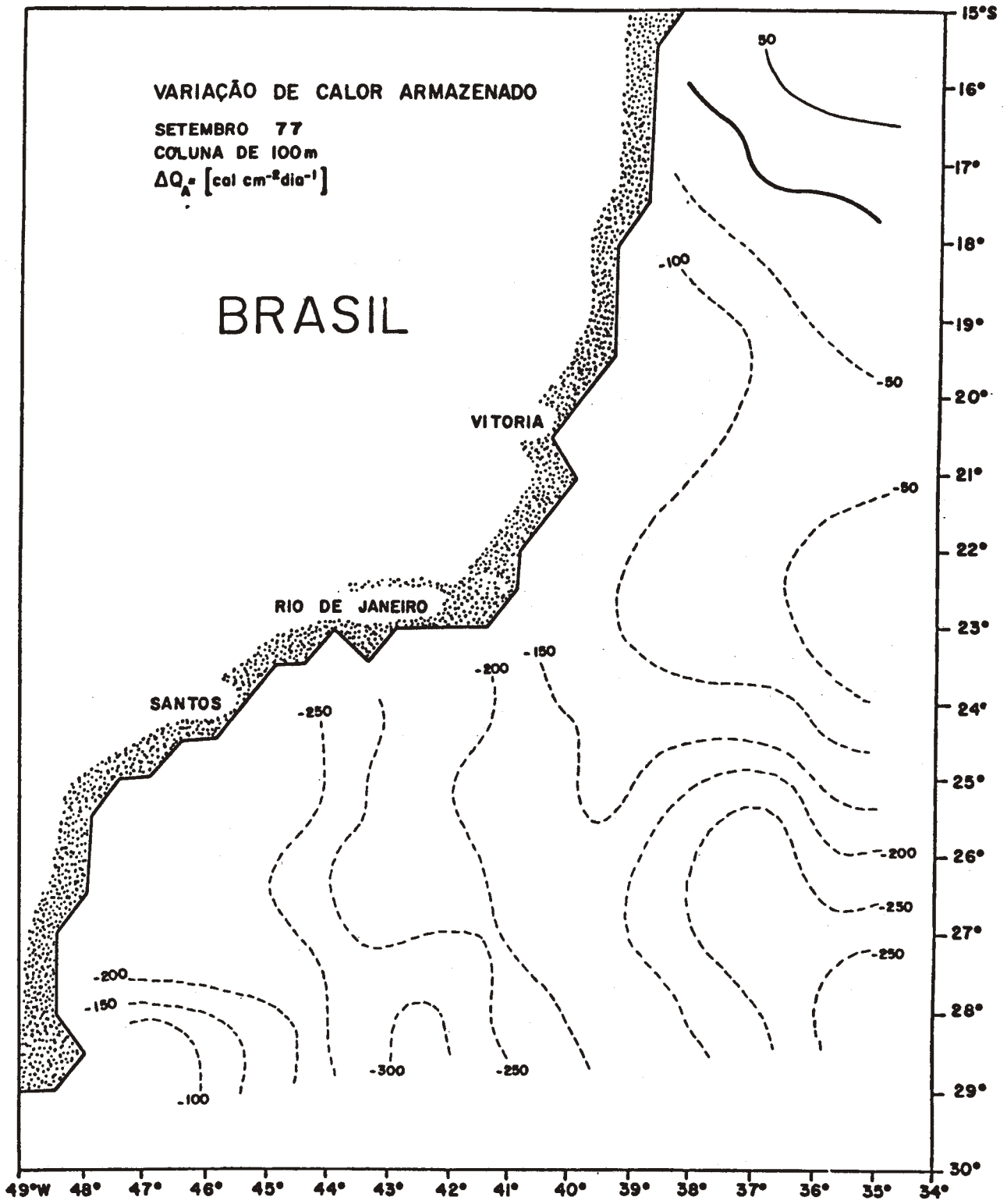


Fig. 60 - Variação do calor armazenado (ΔQ_A) na cam
da superior de 100m - setembro.

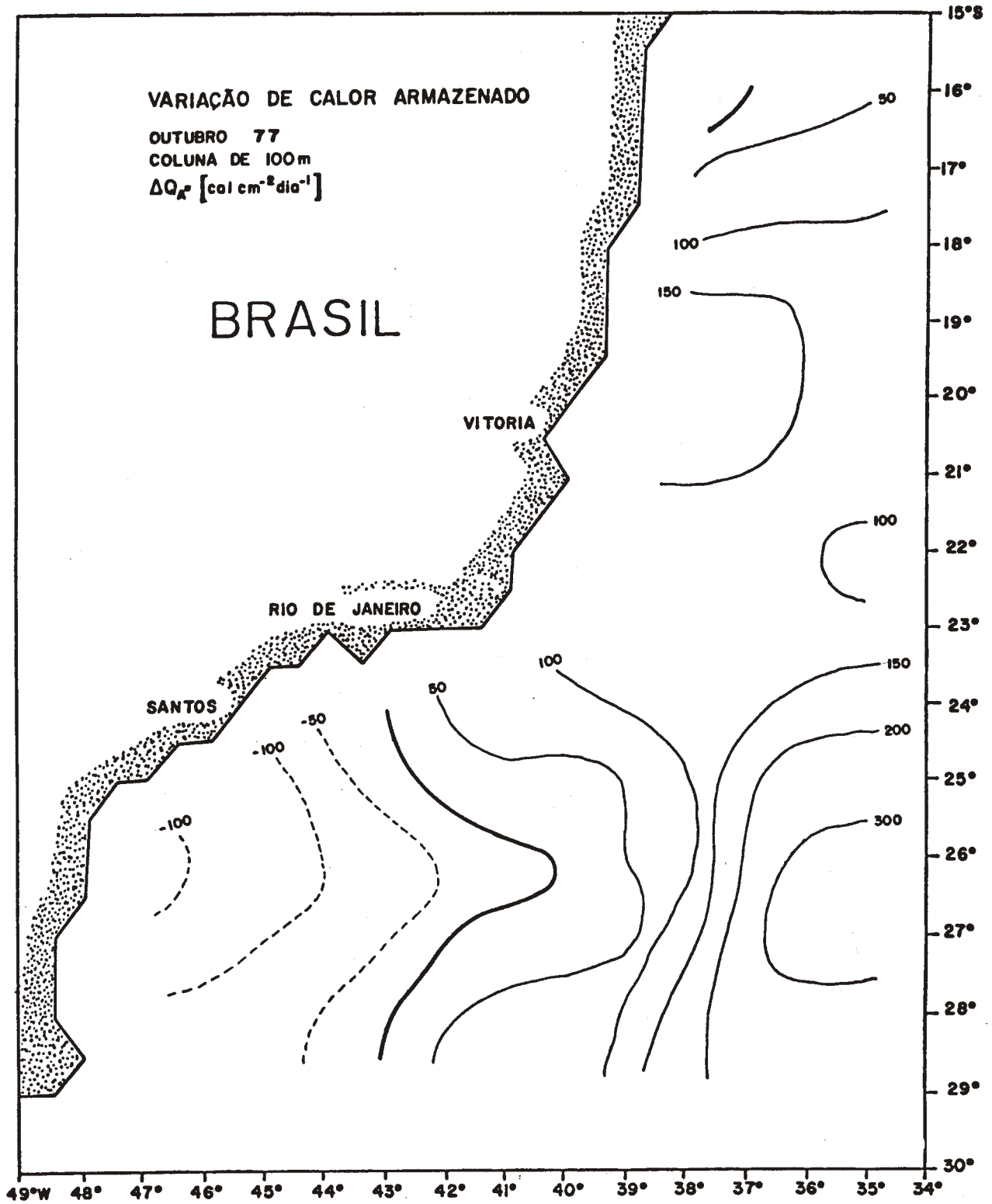


Fig. 61 - Variação do calor armazenado (ΔQ_A) na cama
da superior de 100m - outubro

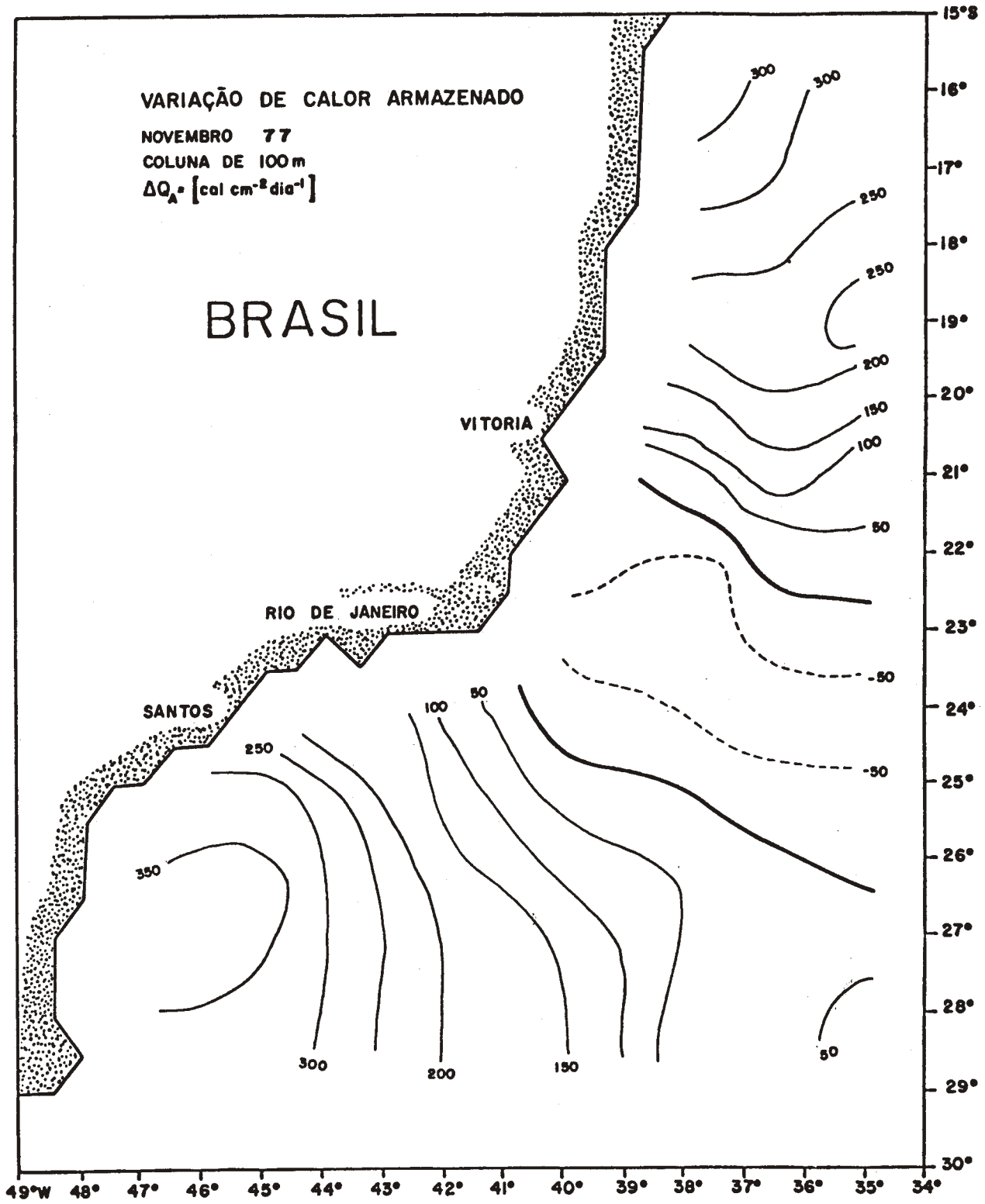


Fig. 62 - Variação do calor armazenado (ΔQ_A) na camada superior de 100m - novembro.

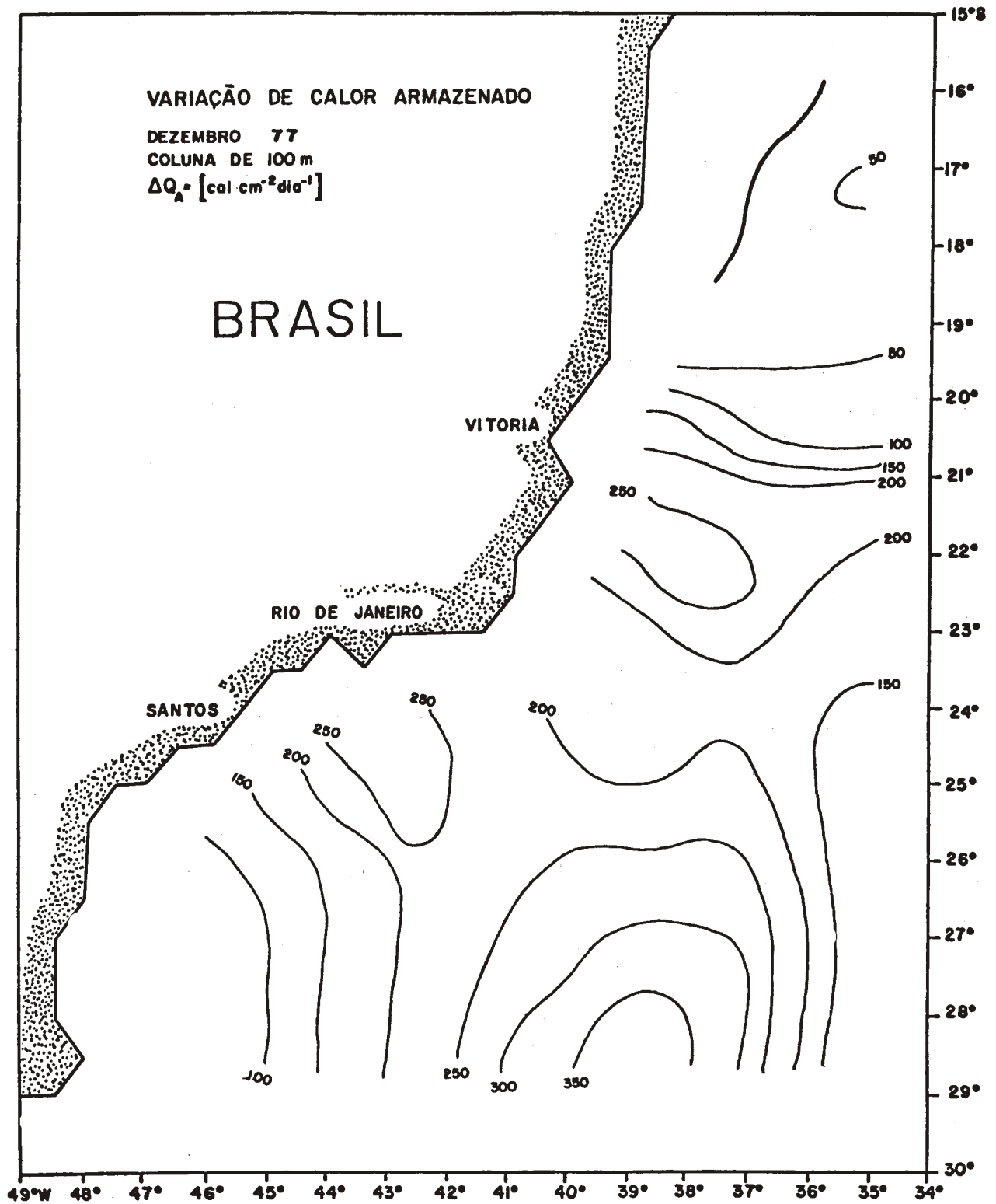


Fig. 63 - Variação do calor armazenado (ΔQ_A) na camada superior de 100m - dezembro.

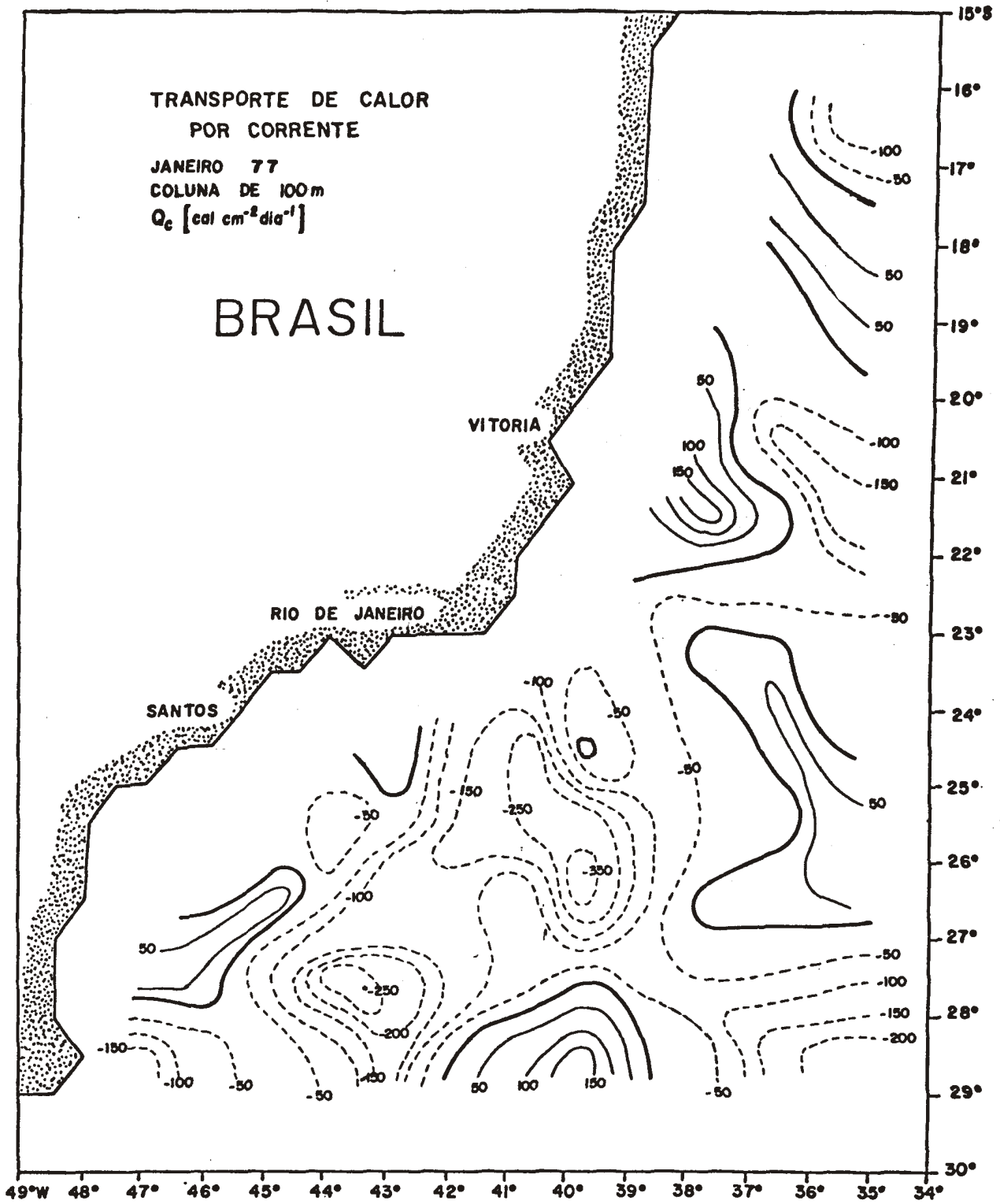


Fig. 64 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m-janeiro

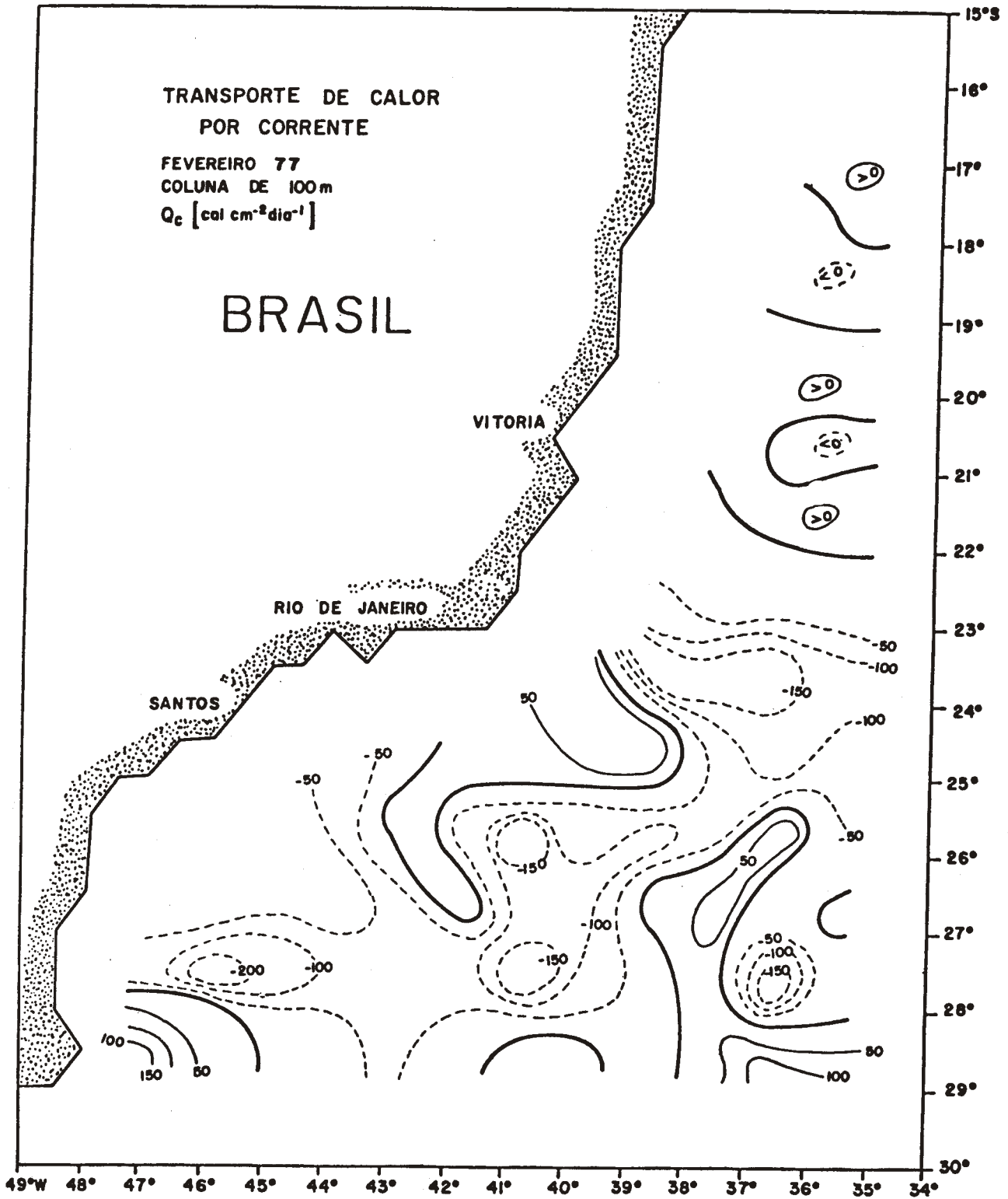


Fig. 65 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m - fevereiro.

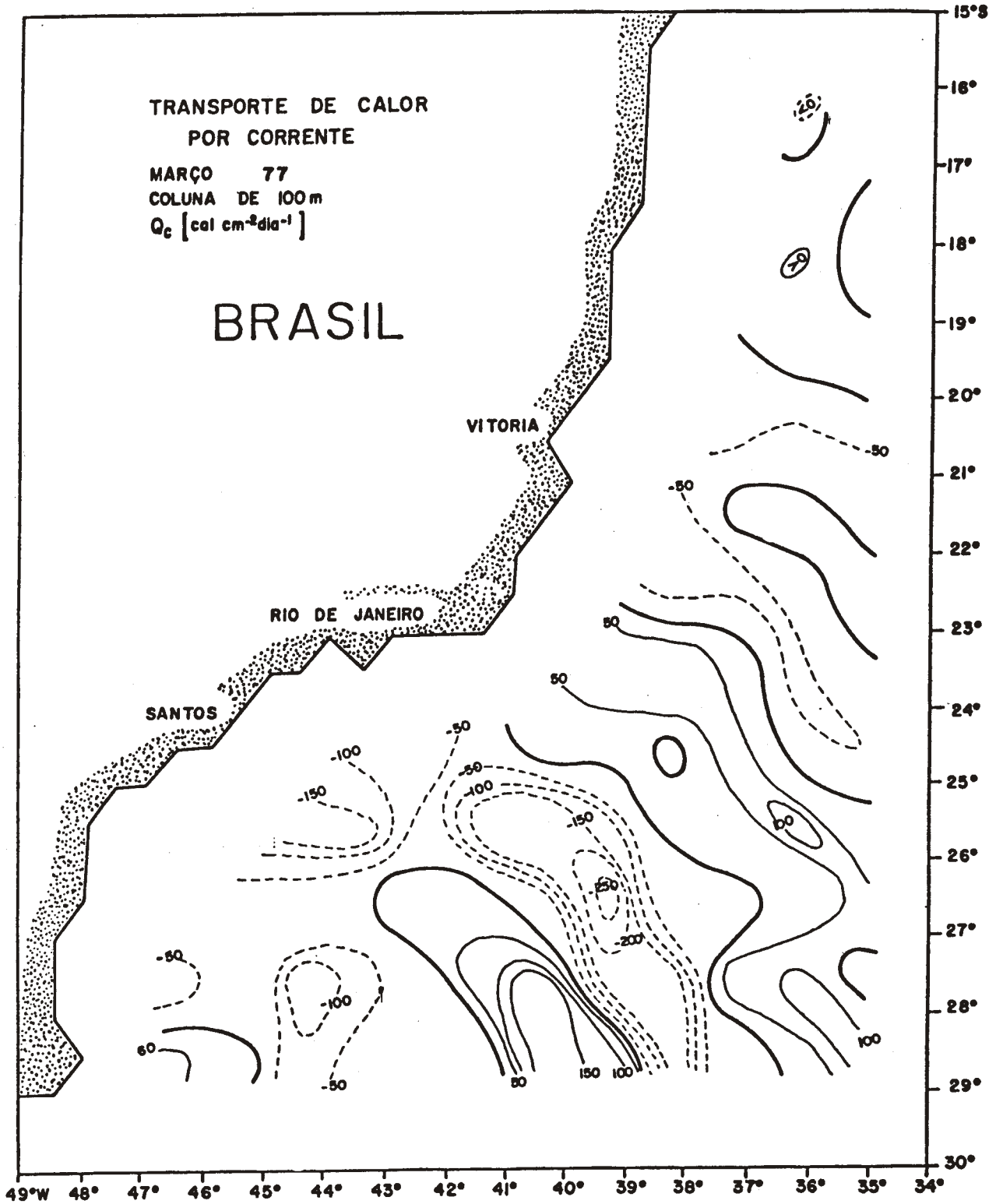


Fig. 66 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m - março.

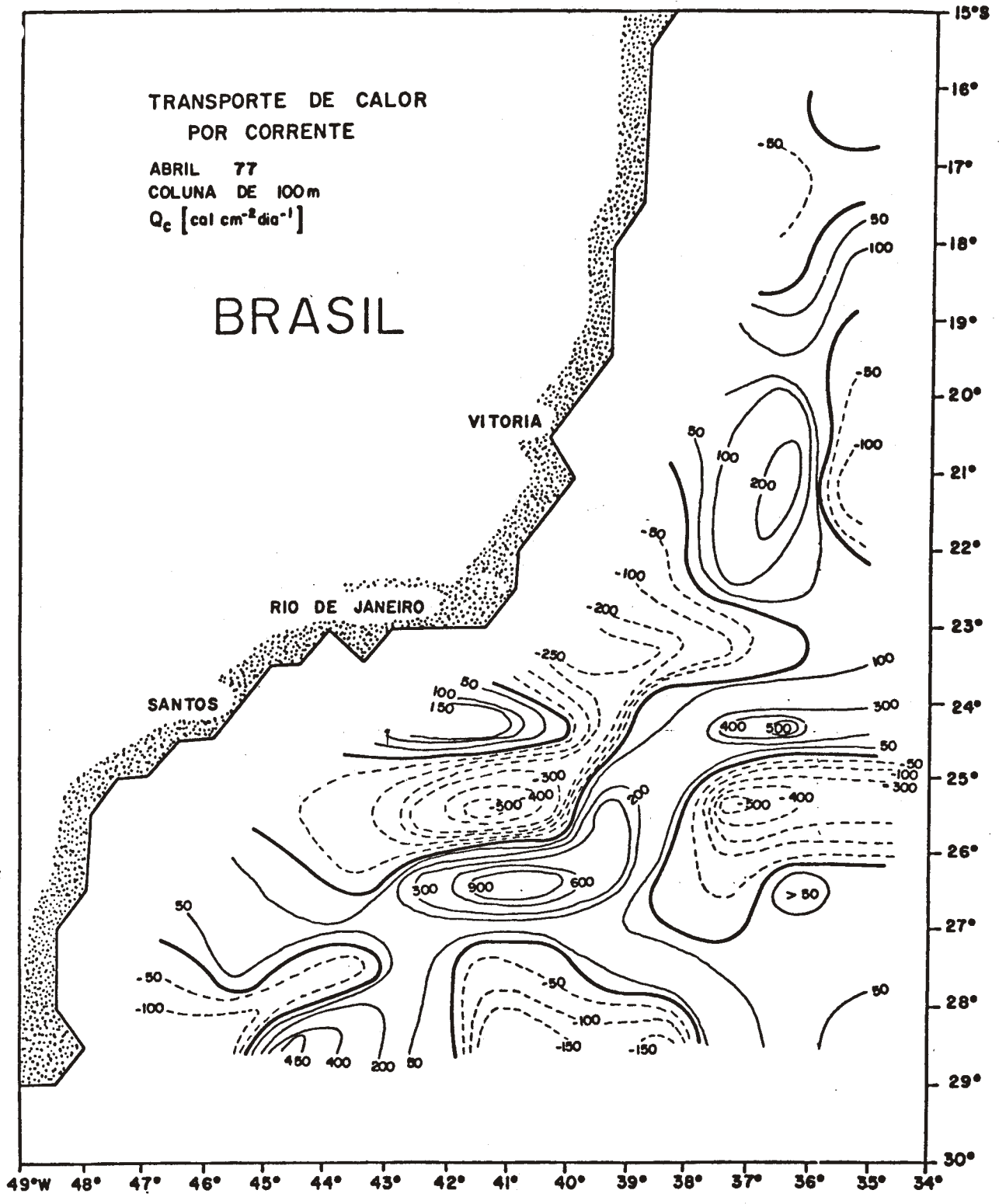


Fig. 67 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m - abril.

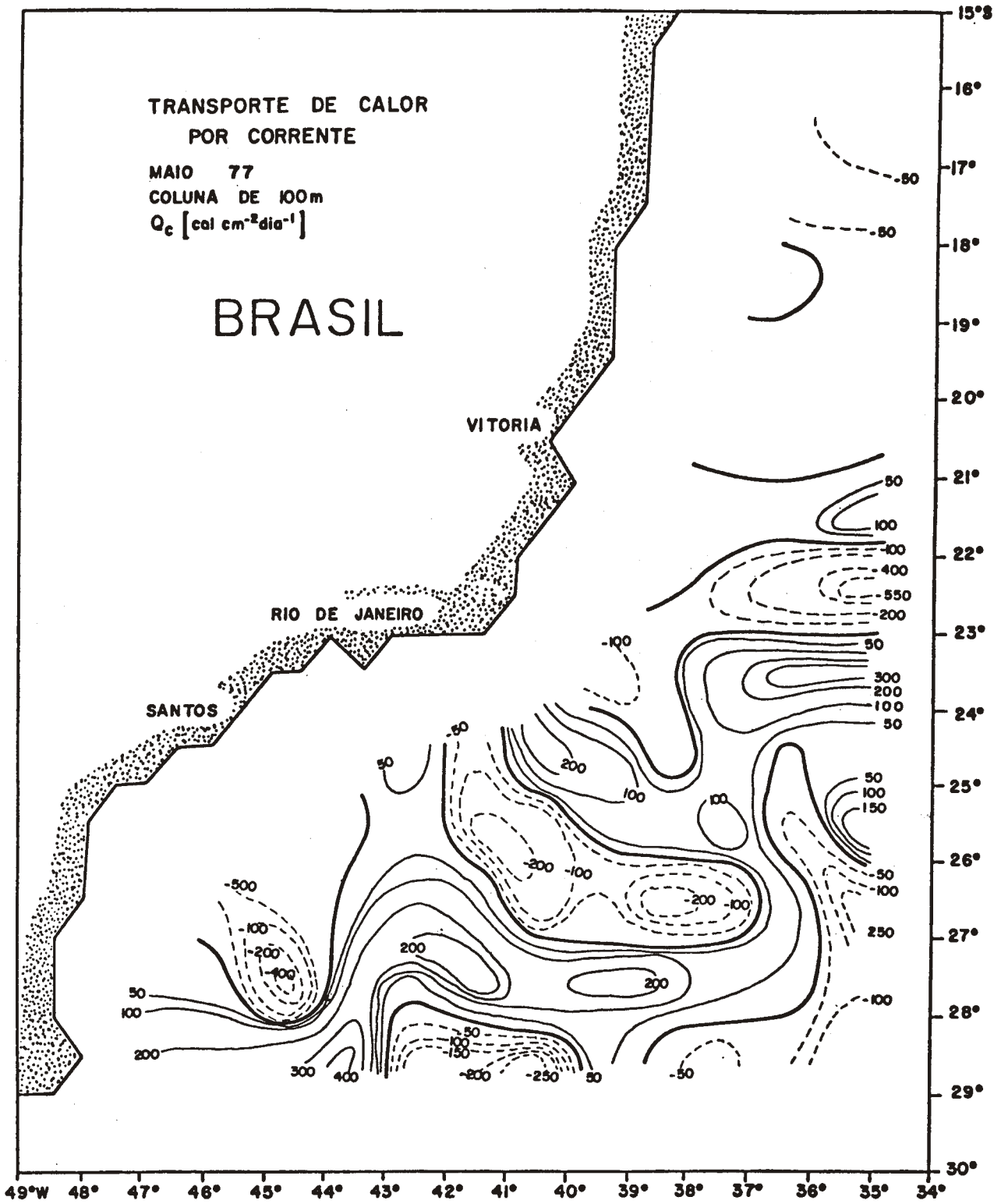


Fig. 68 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m - maio.

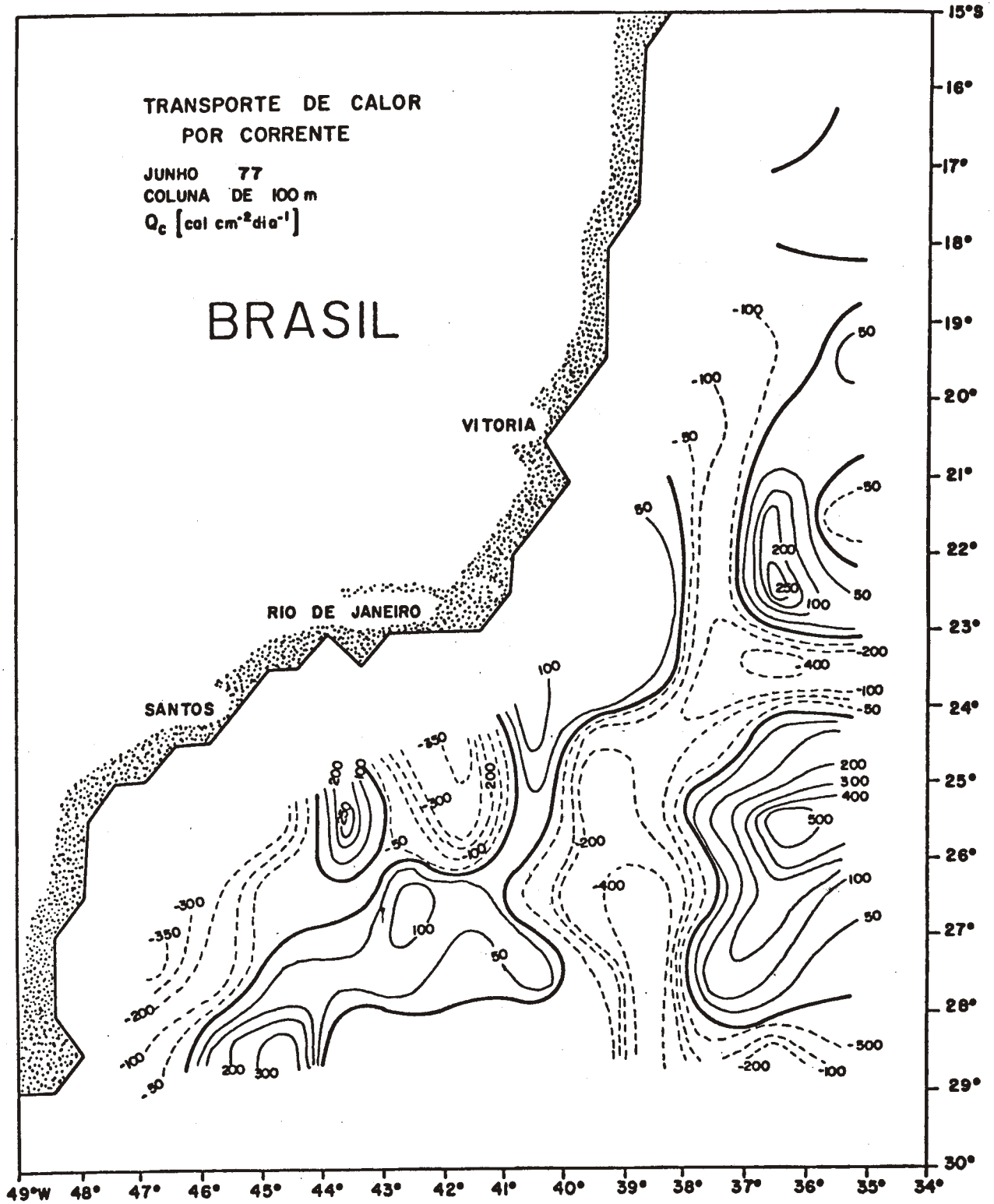


Fig. 69 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m - junho.

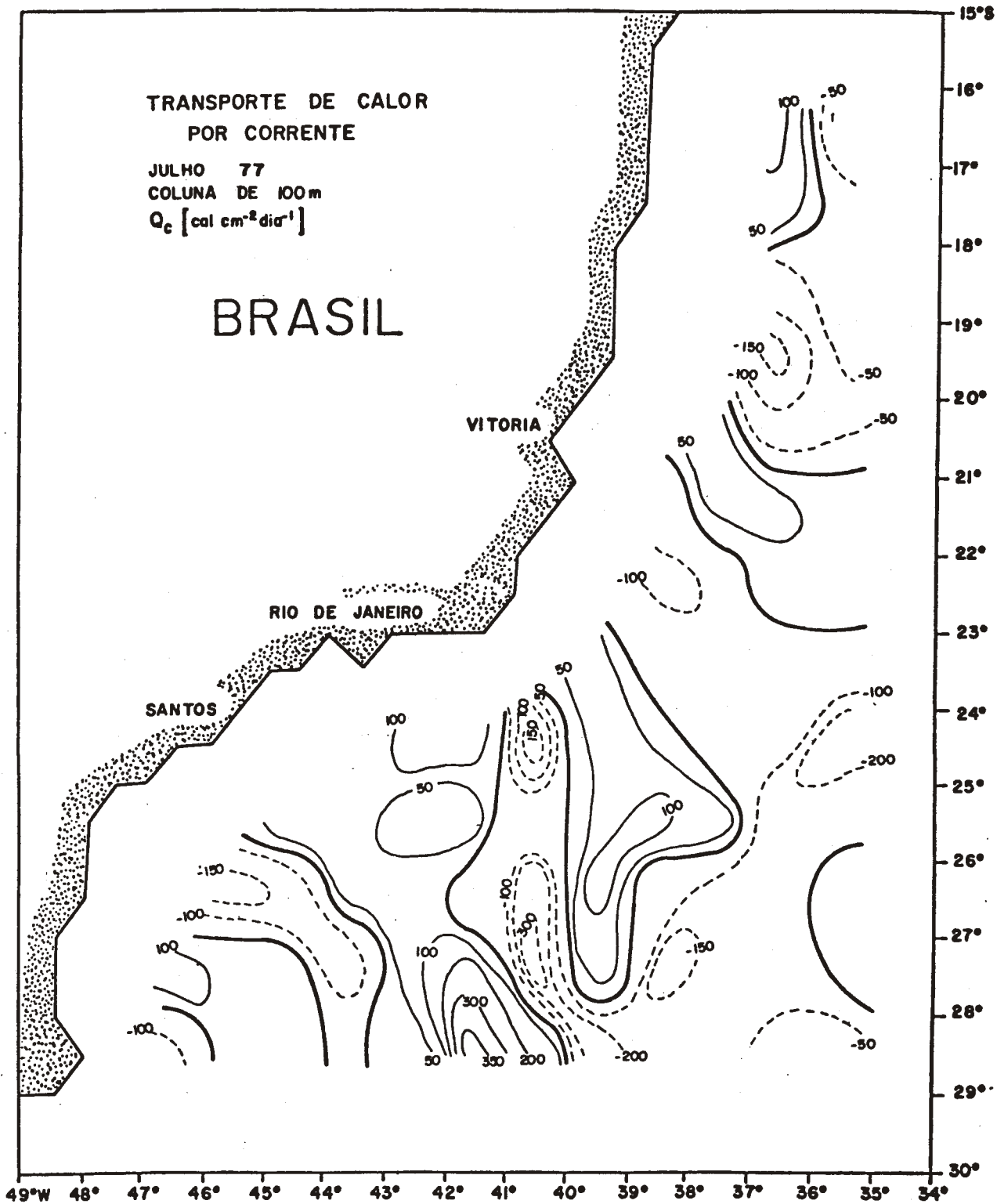


Fig. 70 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m - julho.

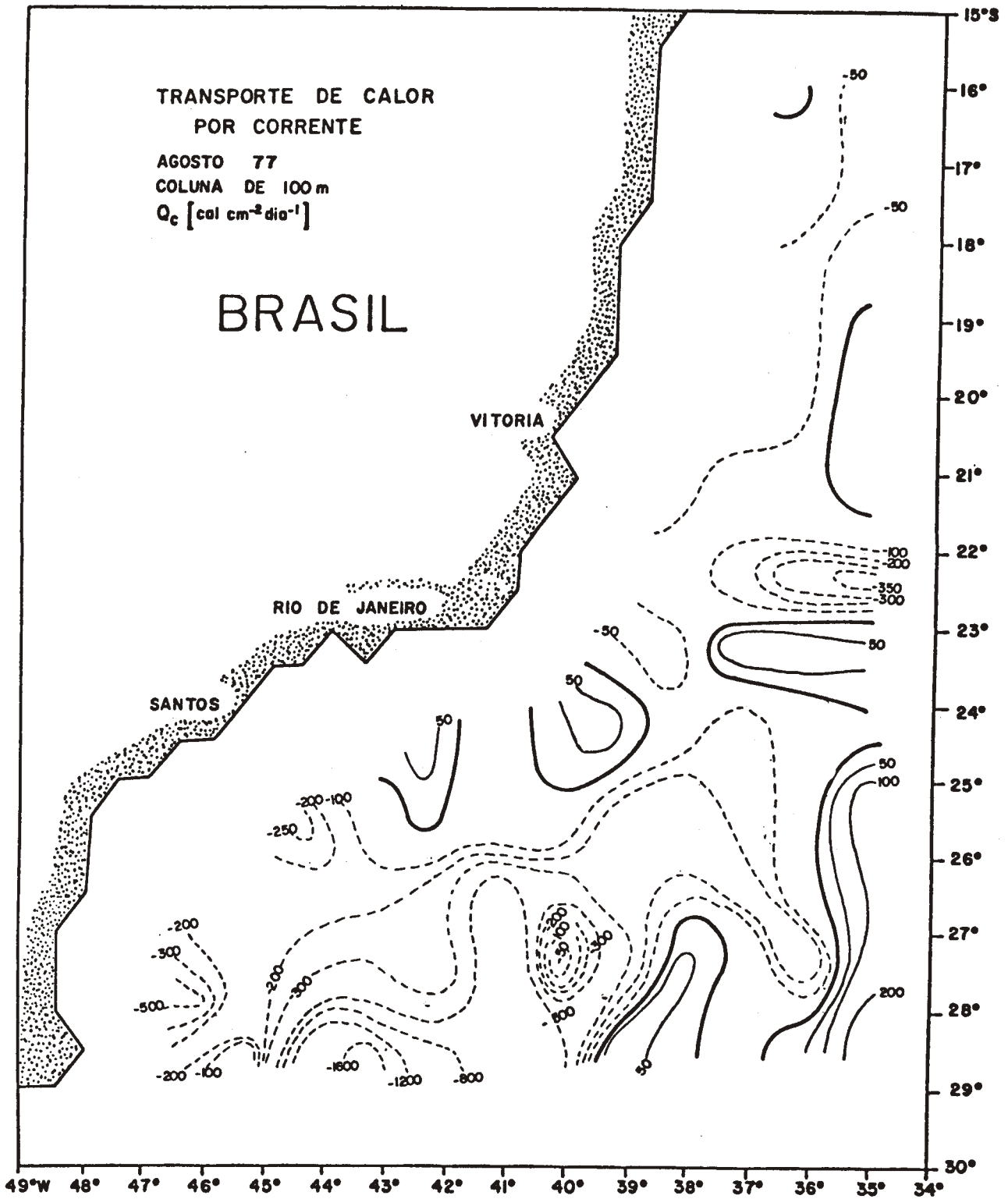


Fig. 71 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m - agosto.

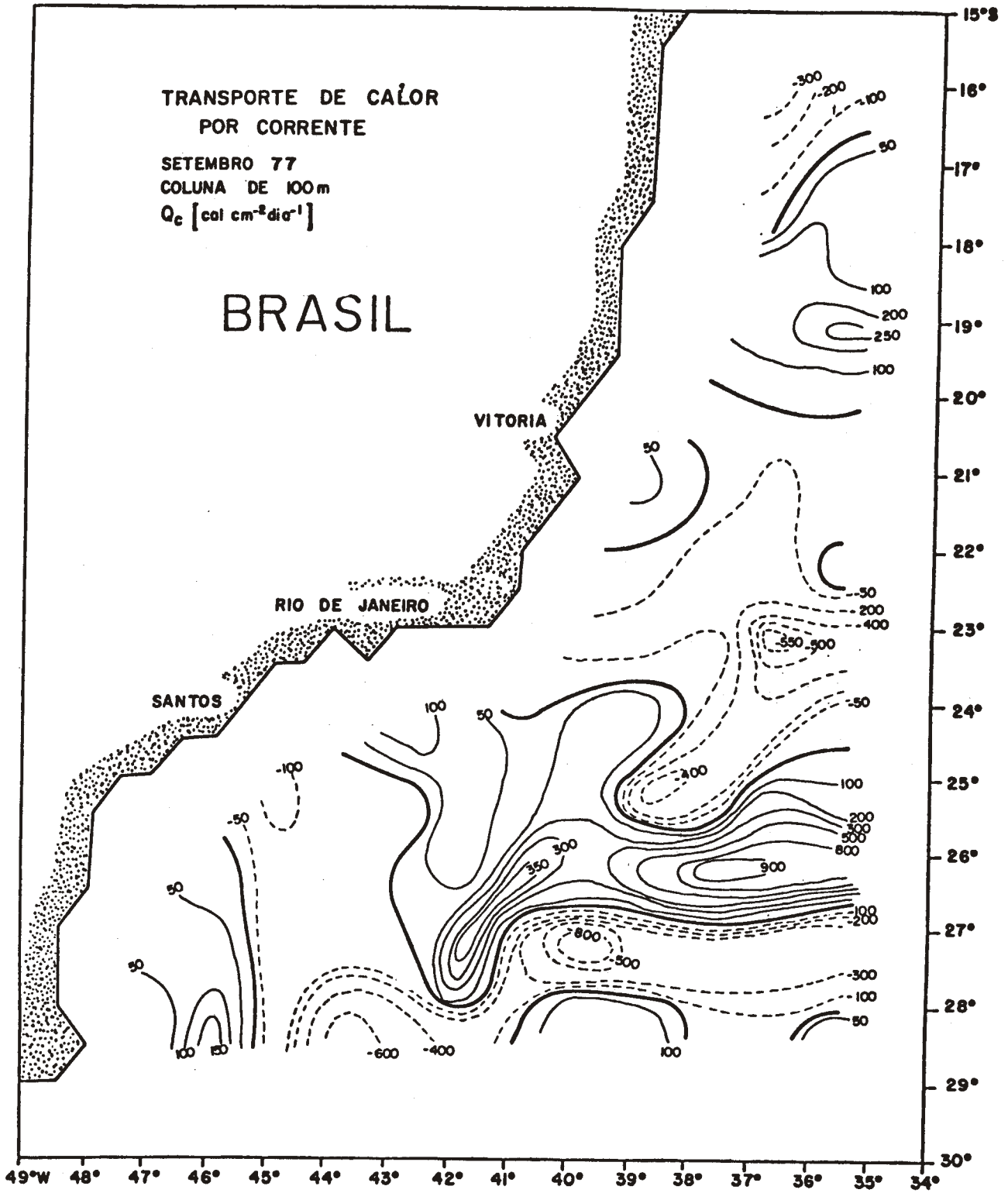


Fig. 72 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m - setembro.

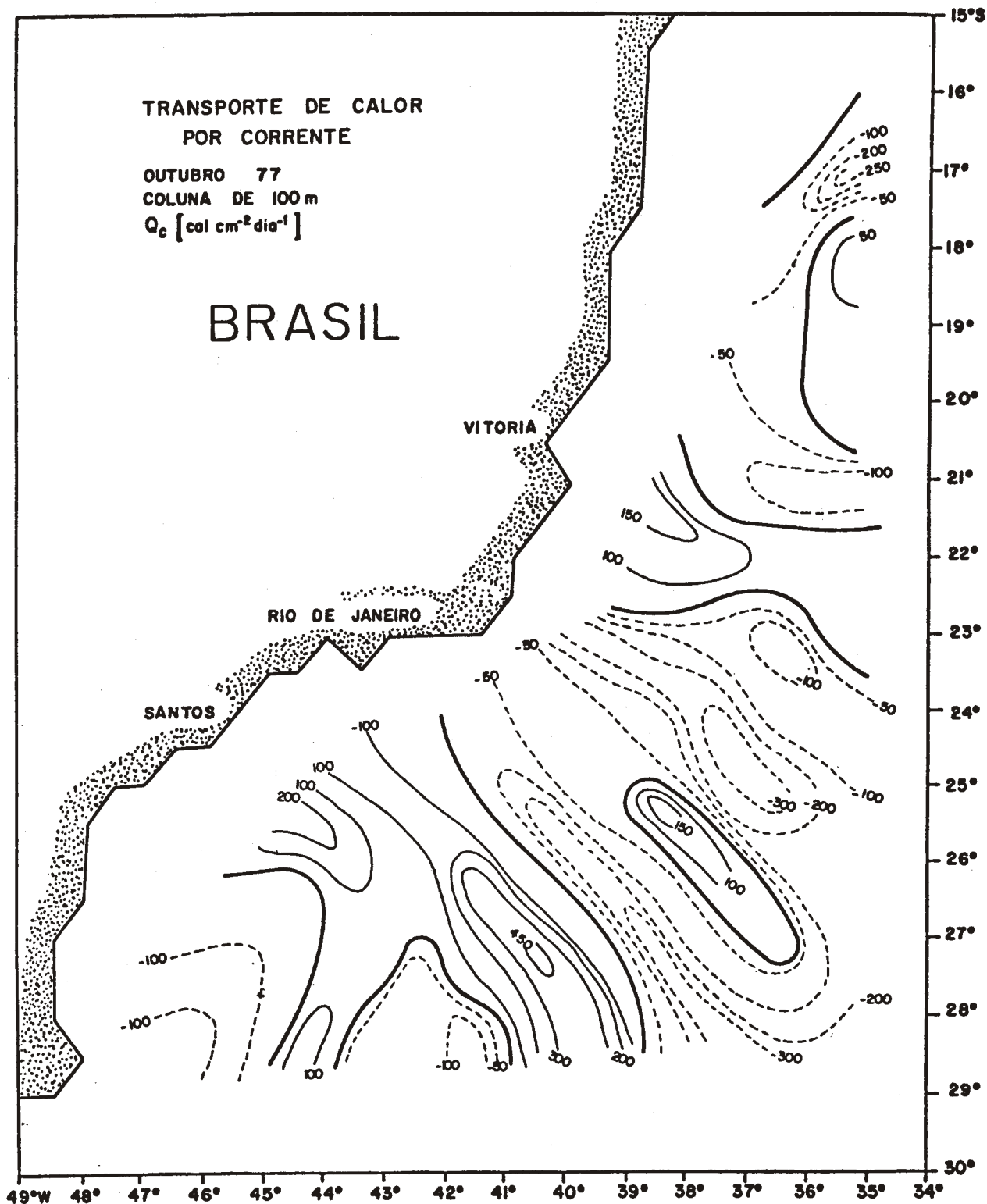


Fig. 13 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m - outubro.

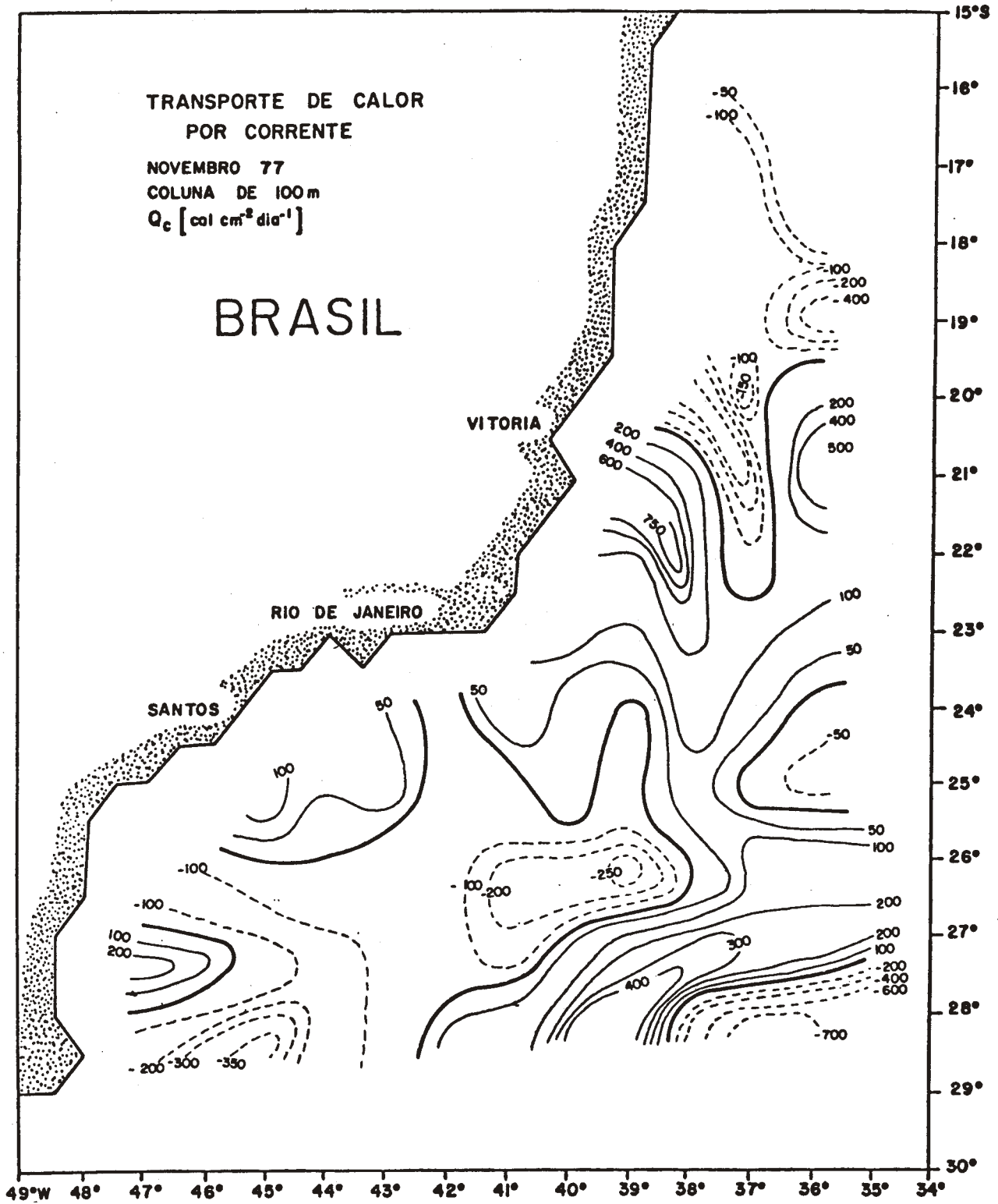


Fig. 74 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m - novembro.

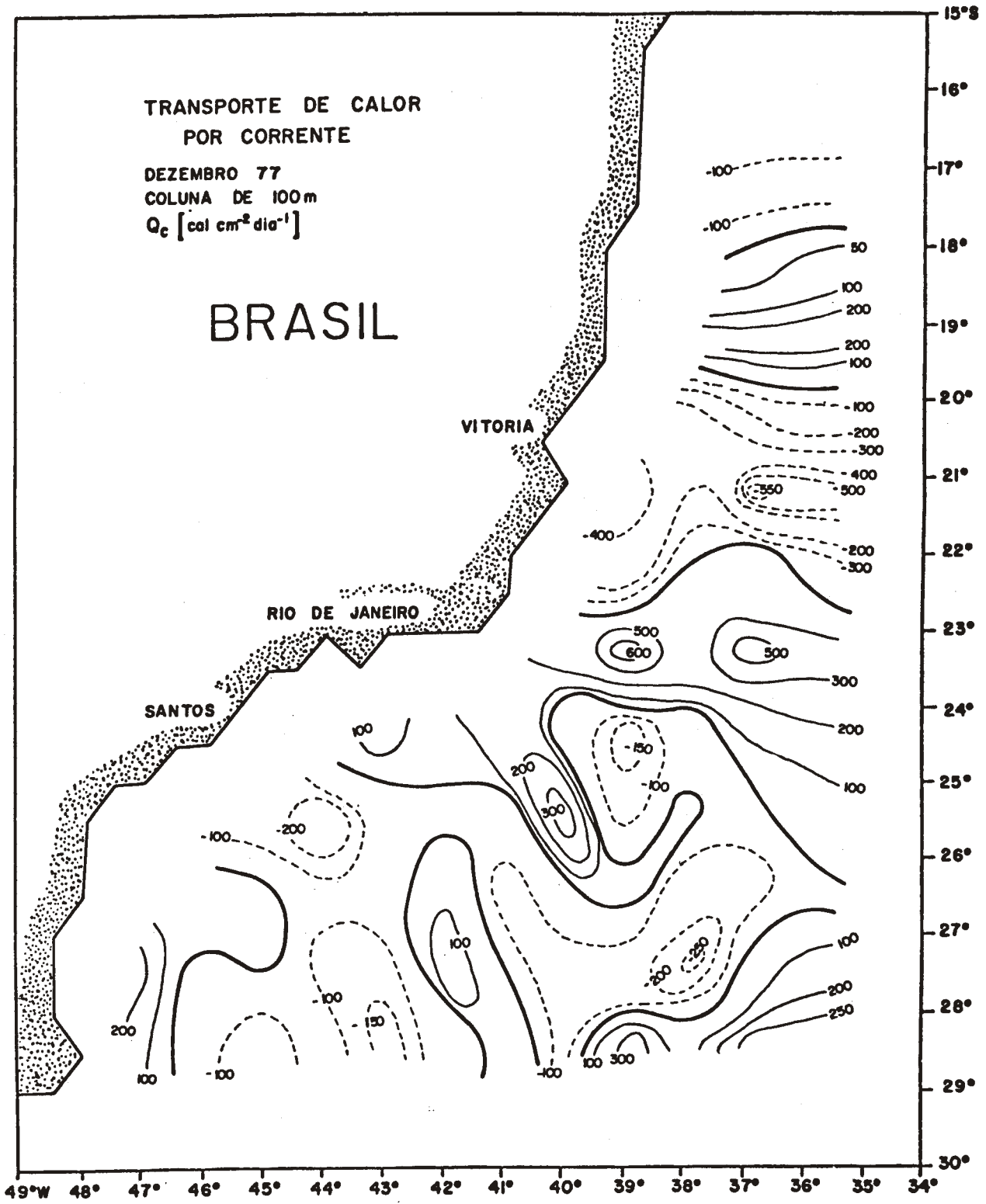


Fig. 75 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m - dezembro.

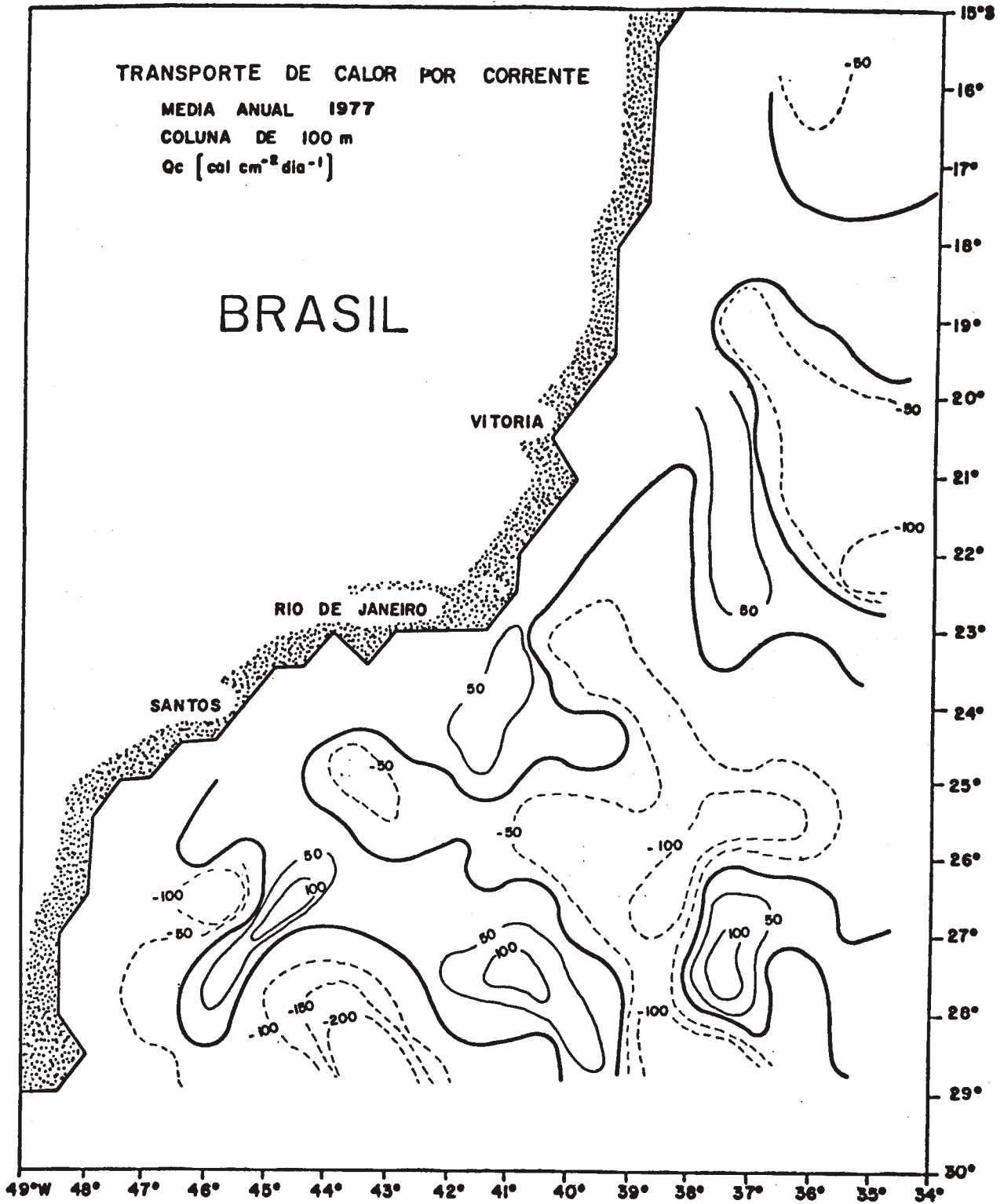


Fig. 76 - Transporte de calor por corrente (Q_c) na camada superior de 100m -

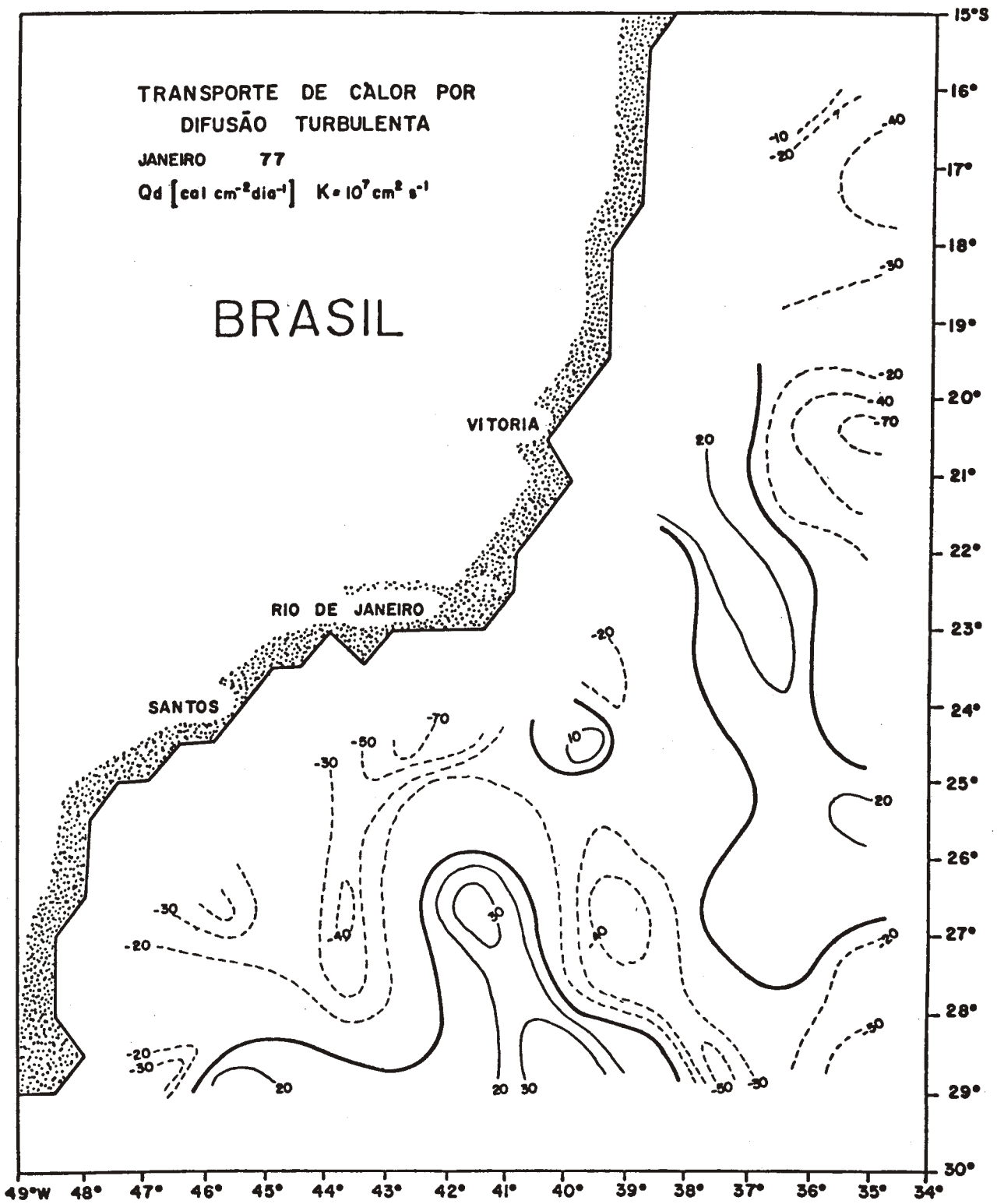


Fig. 77 - Transporte de calor difusão turbulenta (Q_d) na camada superior de 100m - janeiro.

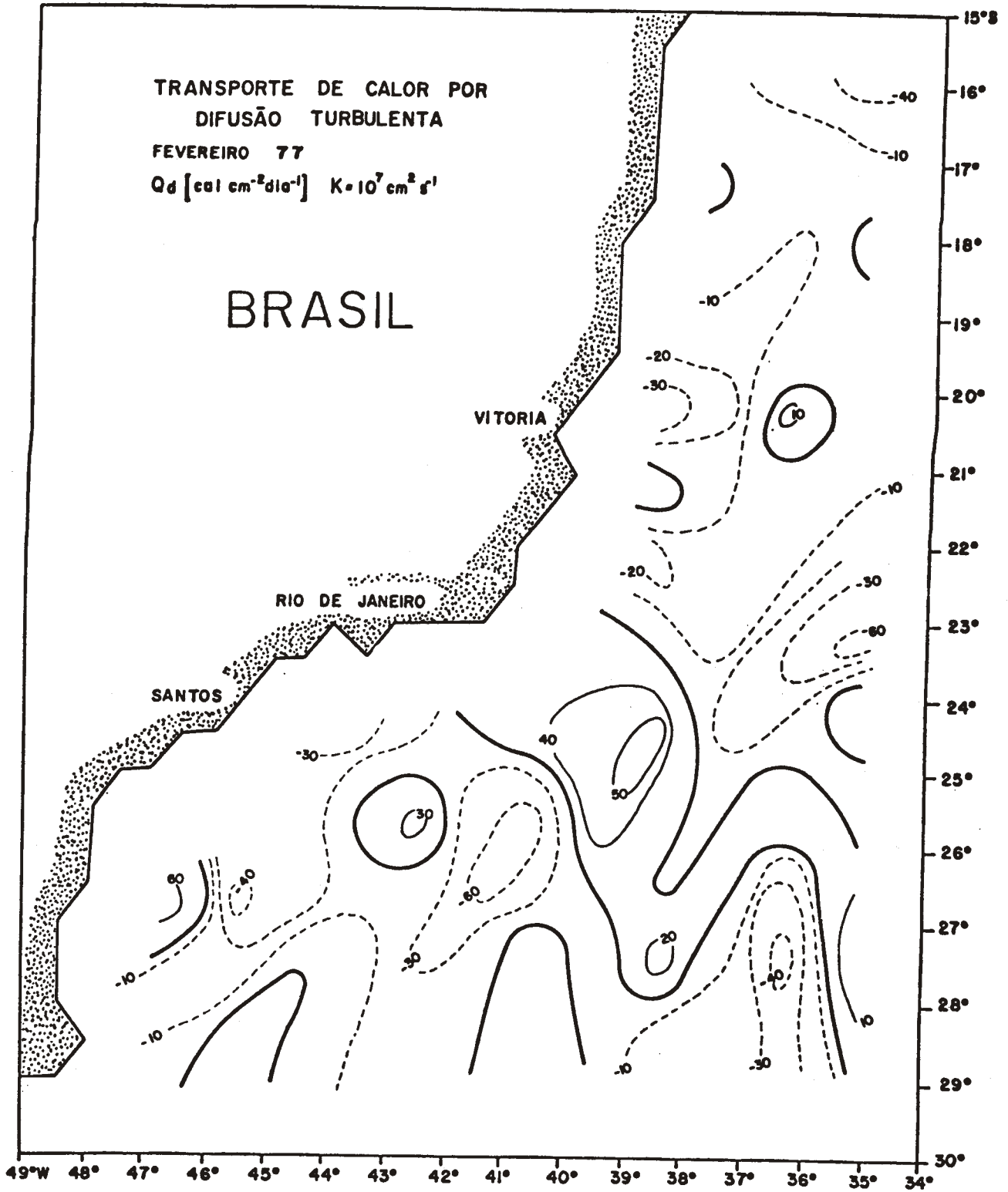


Fig. 78 - Transporte de calor difusão turbulenta (Q_d) na camada superior de 100m - fevereiro.

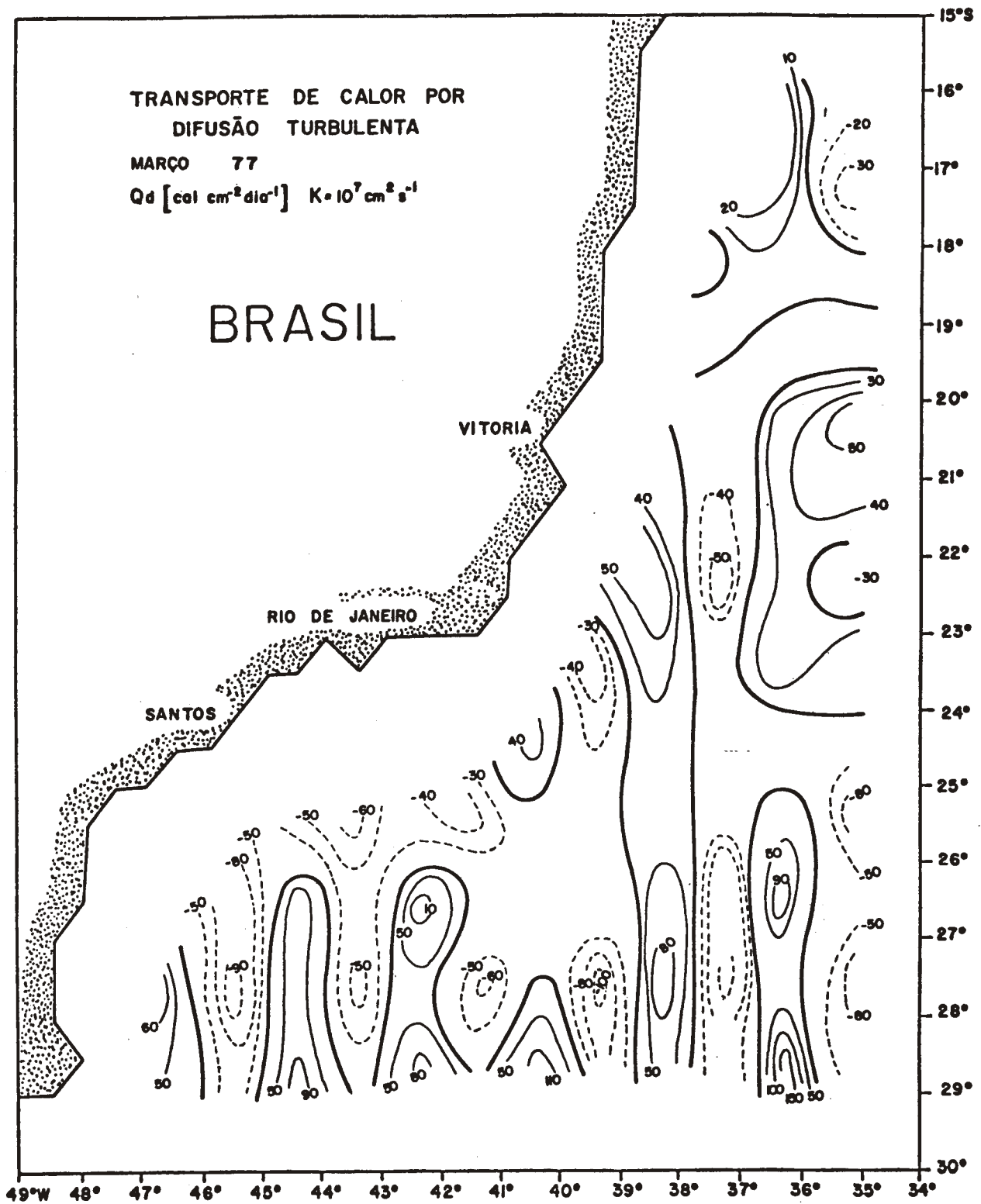


Fig. 79 - Transporte de calor difusão turbulenta
(Q_d) na camada superior de 100m - março.

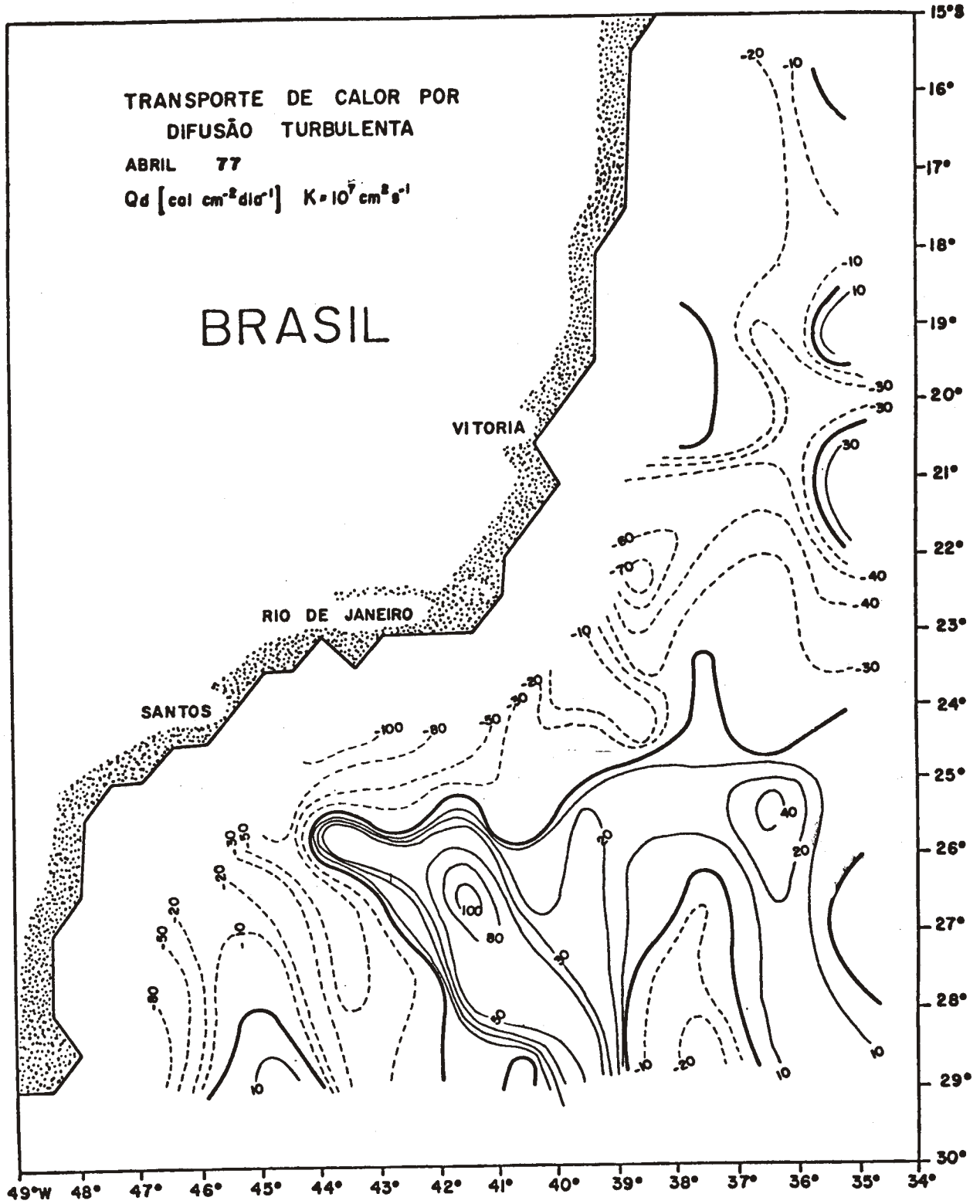


Fig. 80 - Transporte de calor difusão turbulenta
(Q_d) na camada superior de 100m - abril.

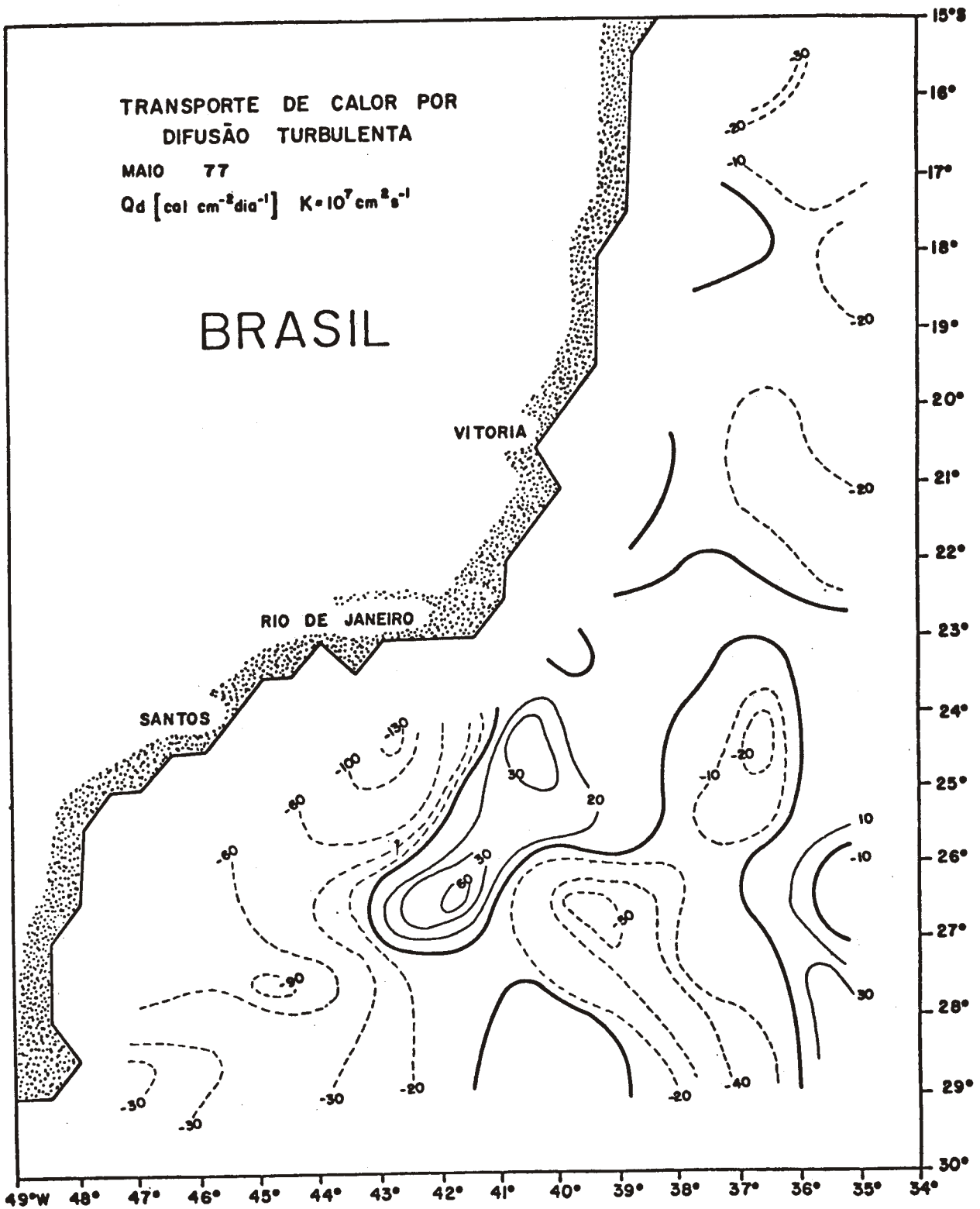


Fig. 81 - Transporte de calor difusão turbulenta
(Q_d) na camada superior de 100m - maio.

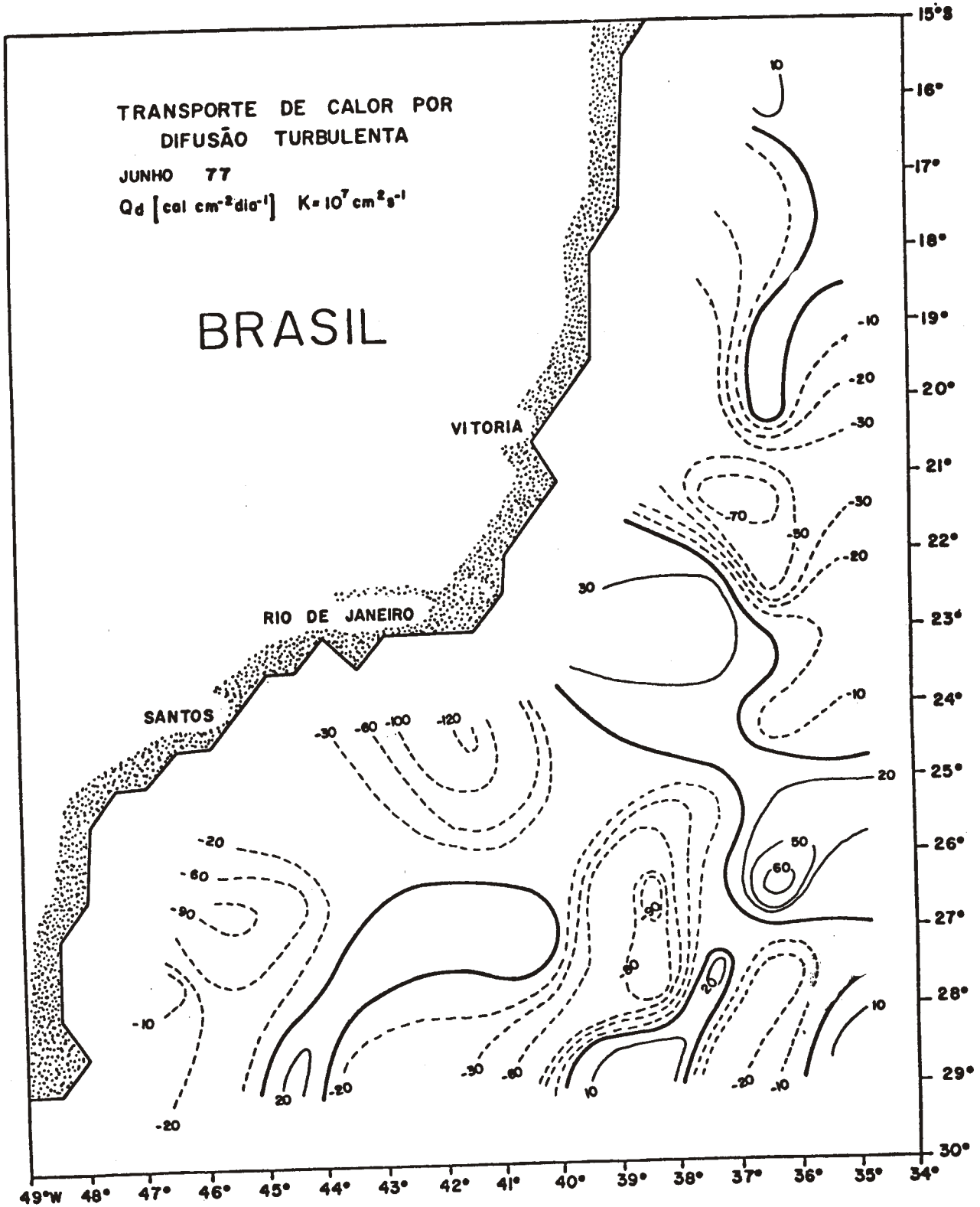


Fig. 82 - Transporte de calor difusão turbulenta
(Q_d) na camada superior de 100m - junho.

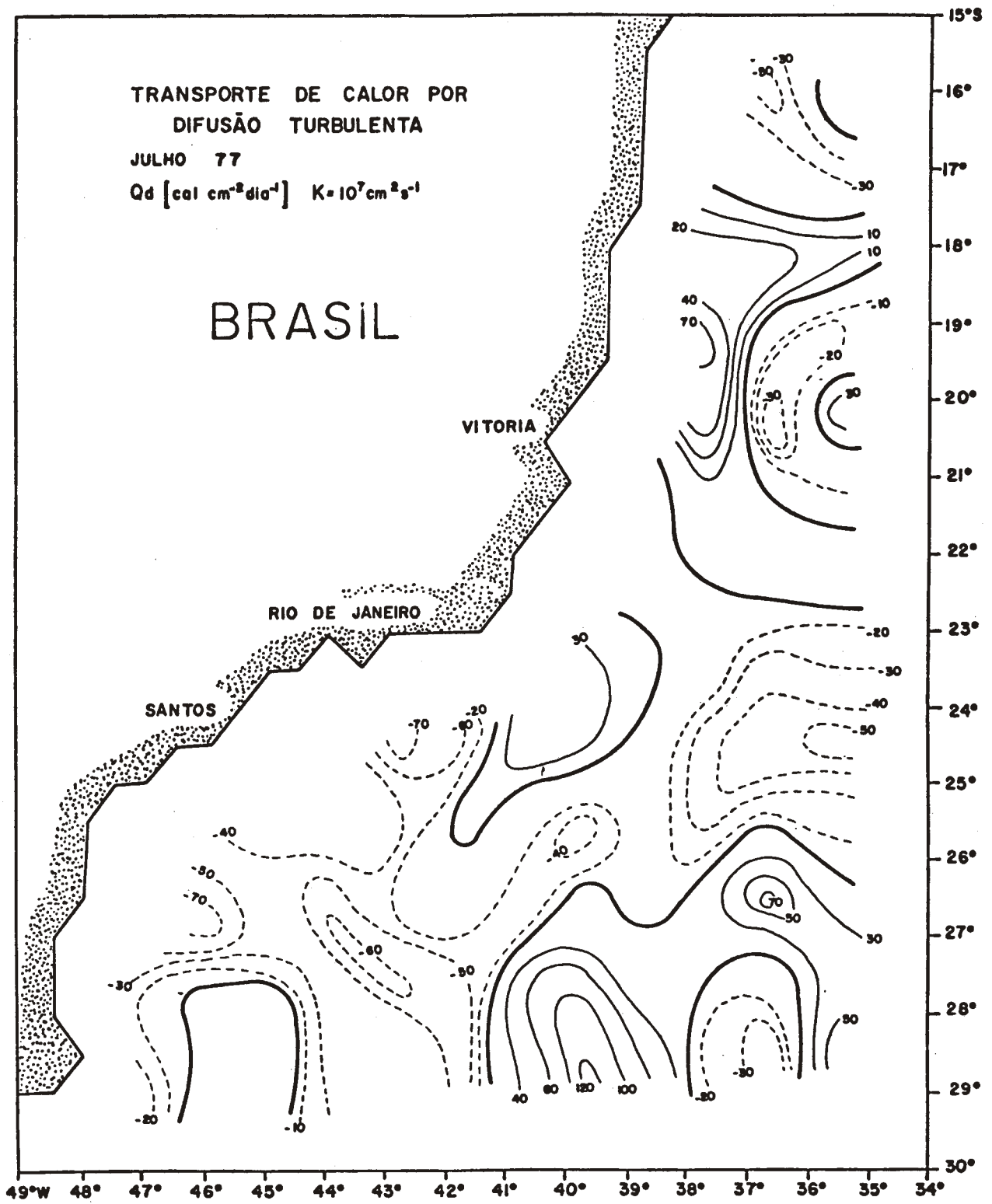


Fig. 83 - Transporte de calor difusão turbulenta
(Q_d) na camada superior de 100m - julho.

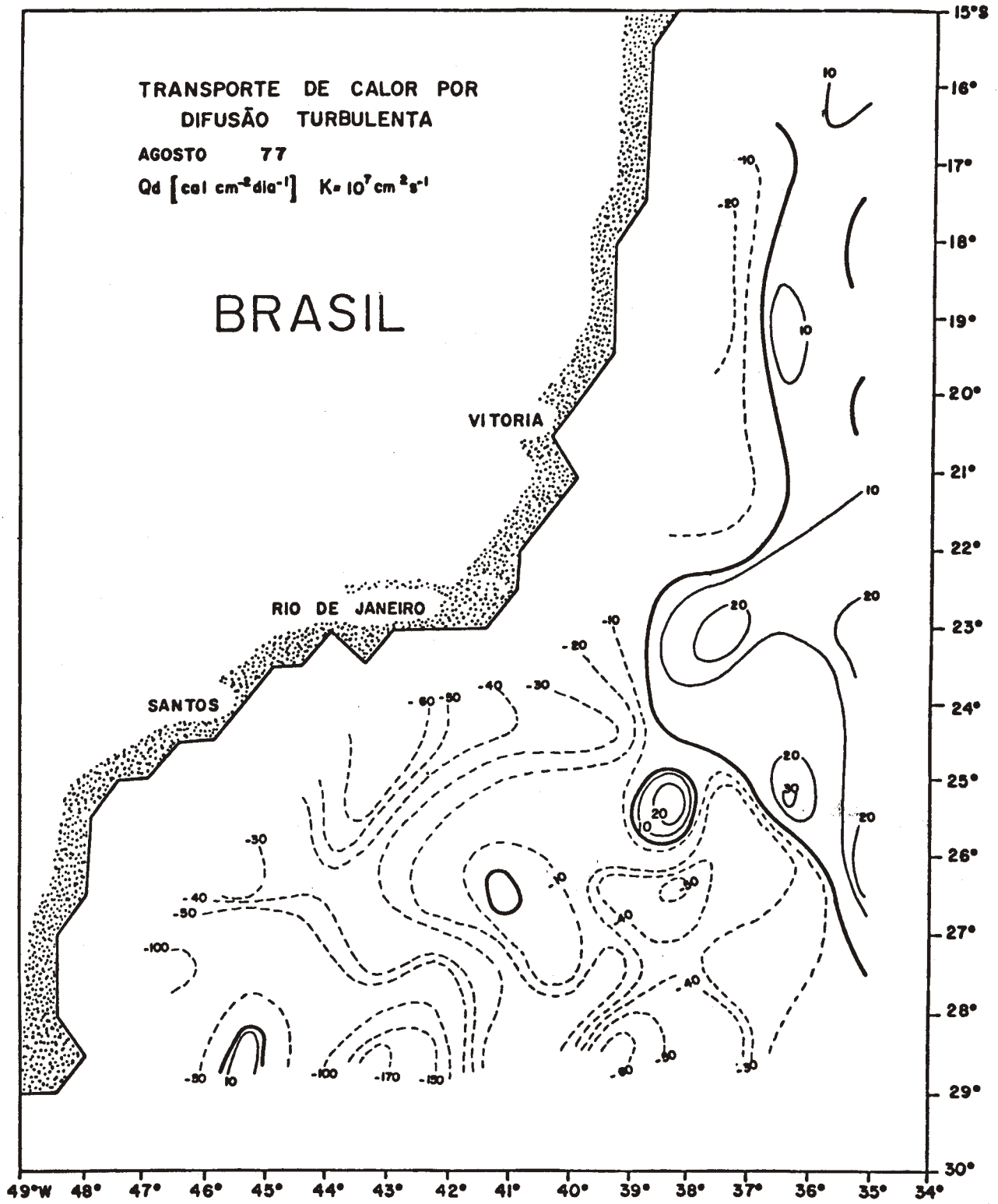


Fig. 84 - Transporte de calor difusão turbulenta (Q_d) na camada superior de 100m - agosto.

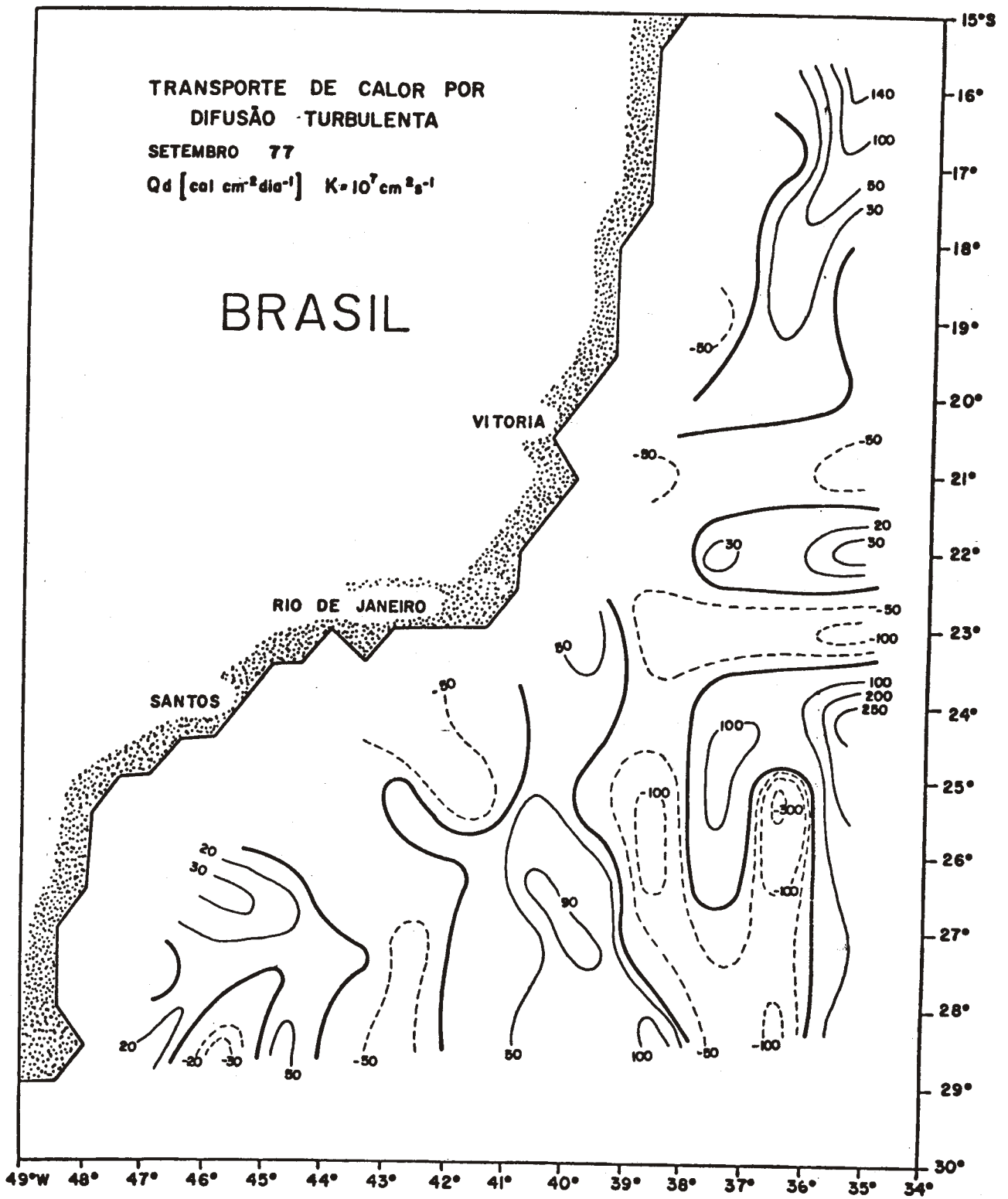


Fig. 85 - Transporte de calor difusão turbulenta (Q_d) na camada superior de 100m - setembro.

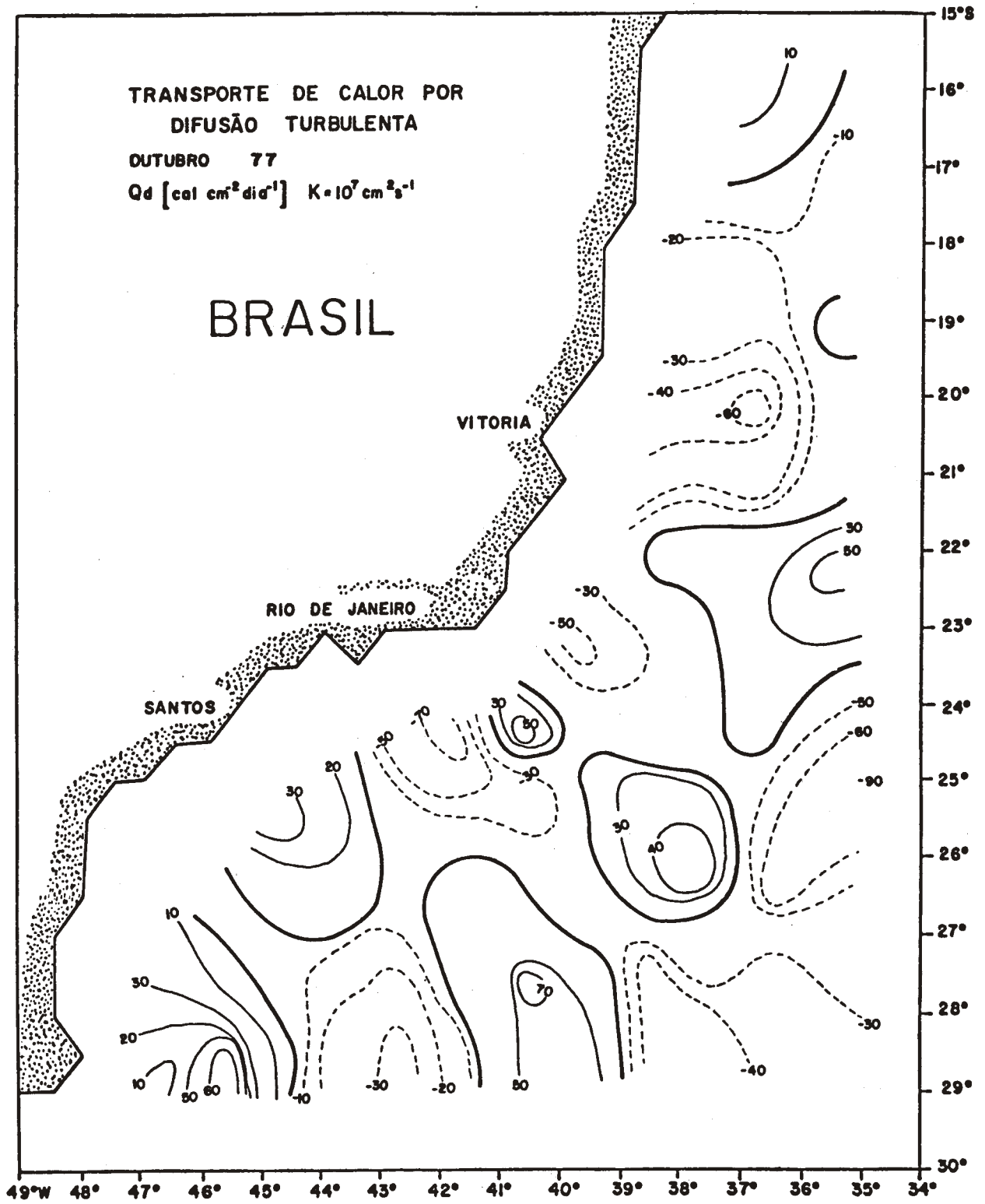


Fig. 86 - Transporte de calor difusão turbulenta (Q_d) na camada superior de 100m - outubro.

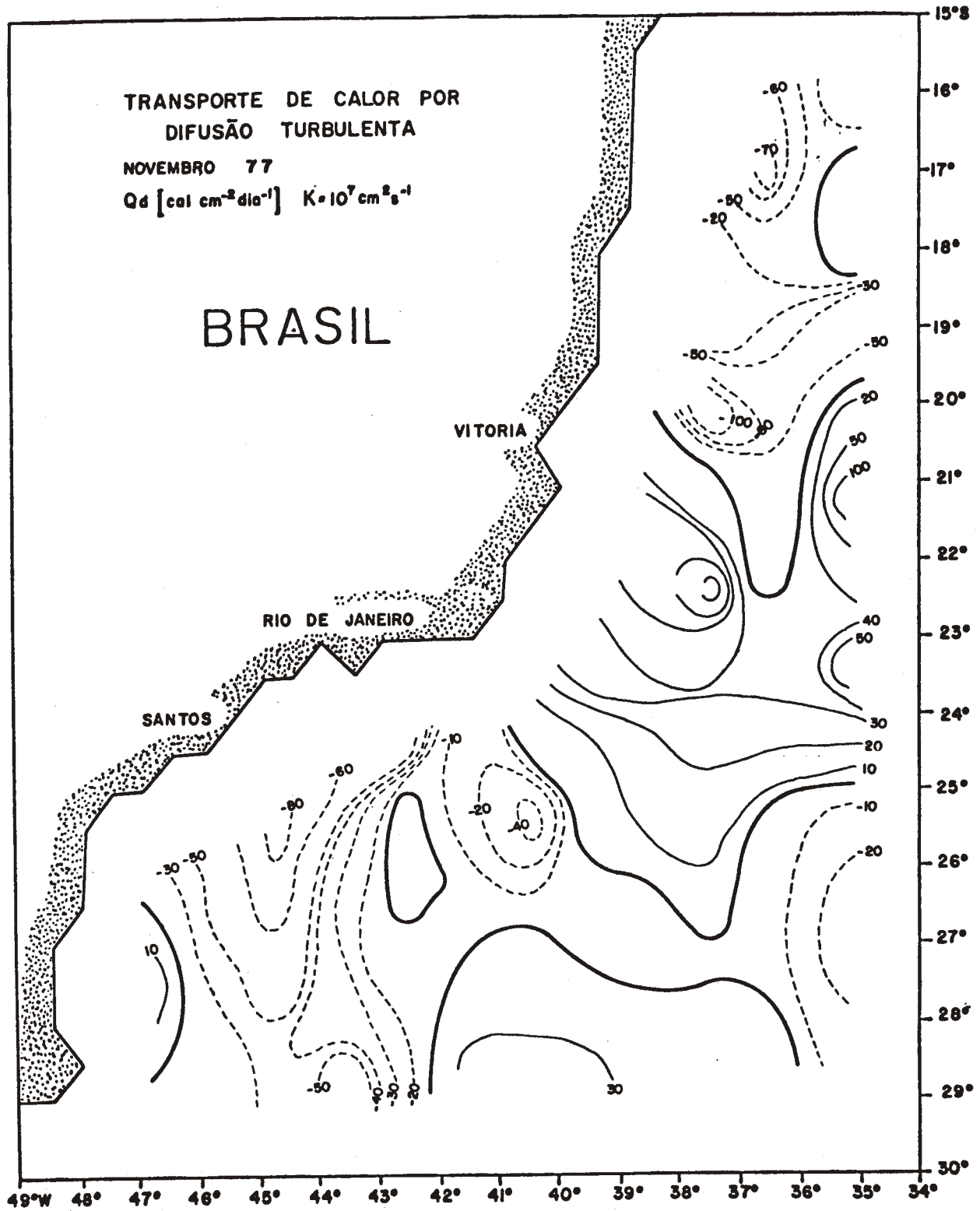


Fig. 87 - Transporte de calor por difusão turbulenta (Q_d) na camada superior de 100m - novembro.

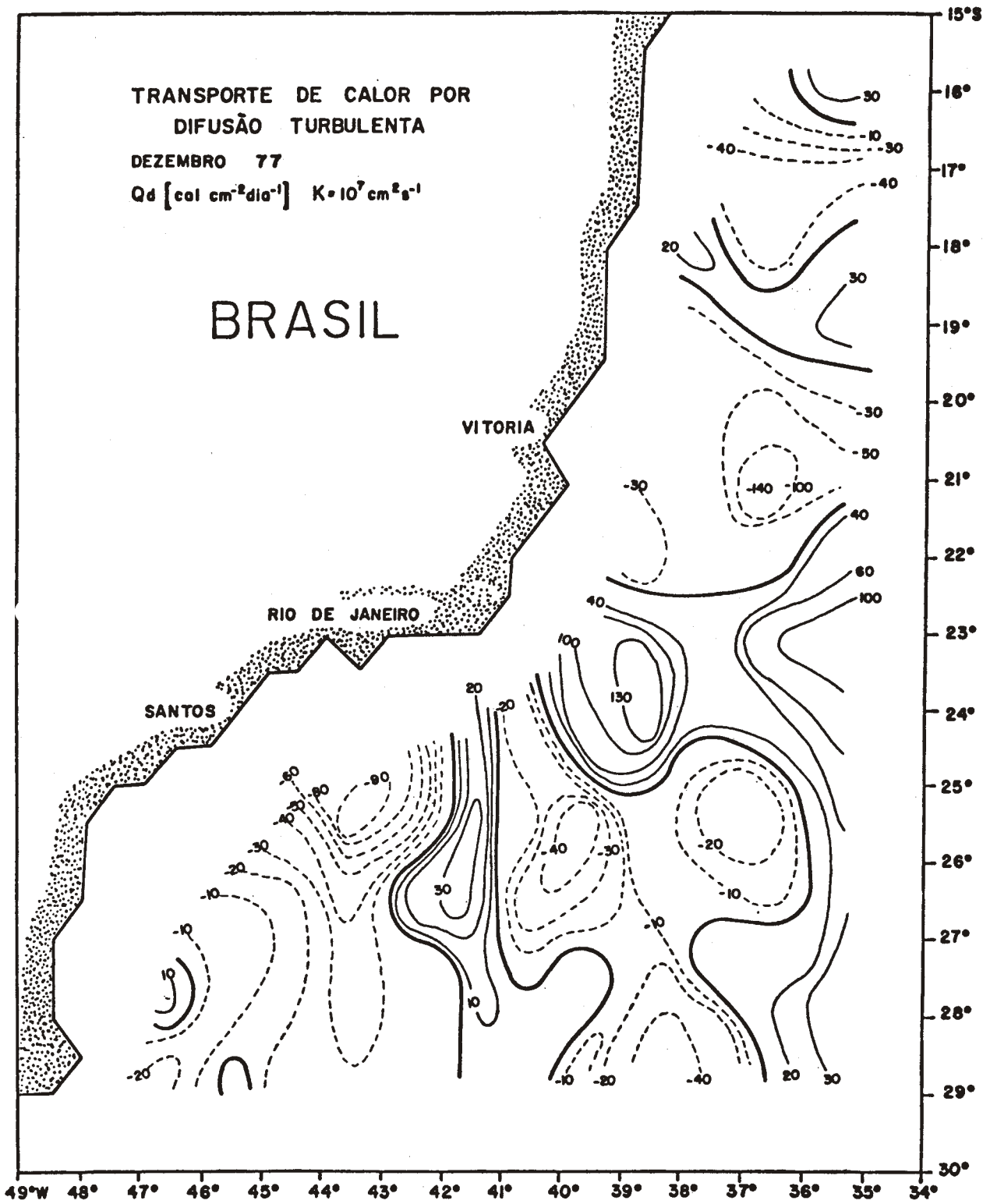


Fig. 88 - Transporte de calor por difusão turbulenta (Q_d) na camada superior de 100m - dezembro.

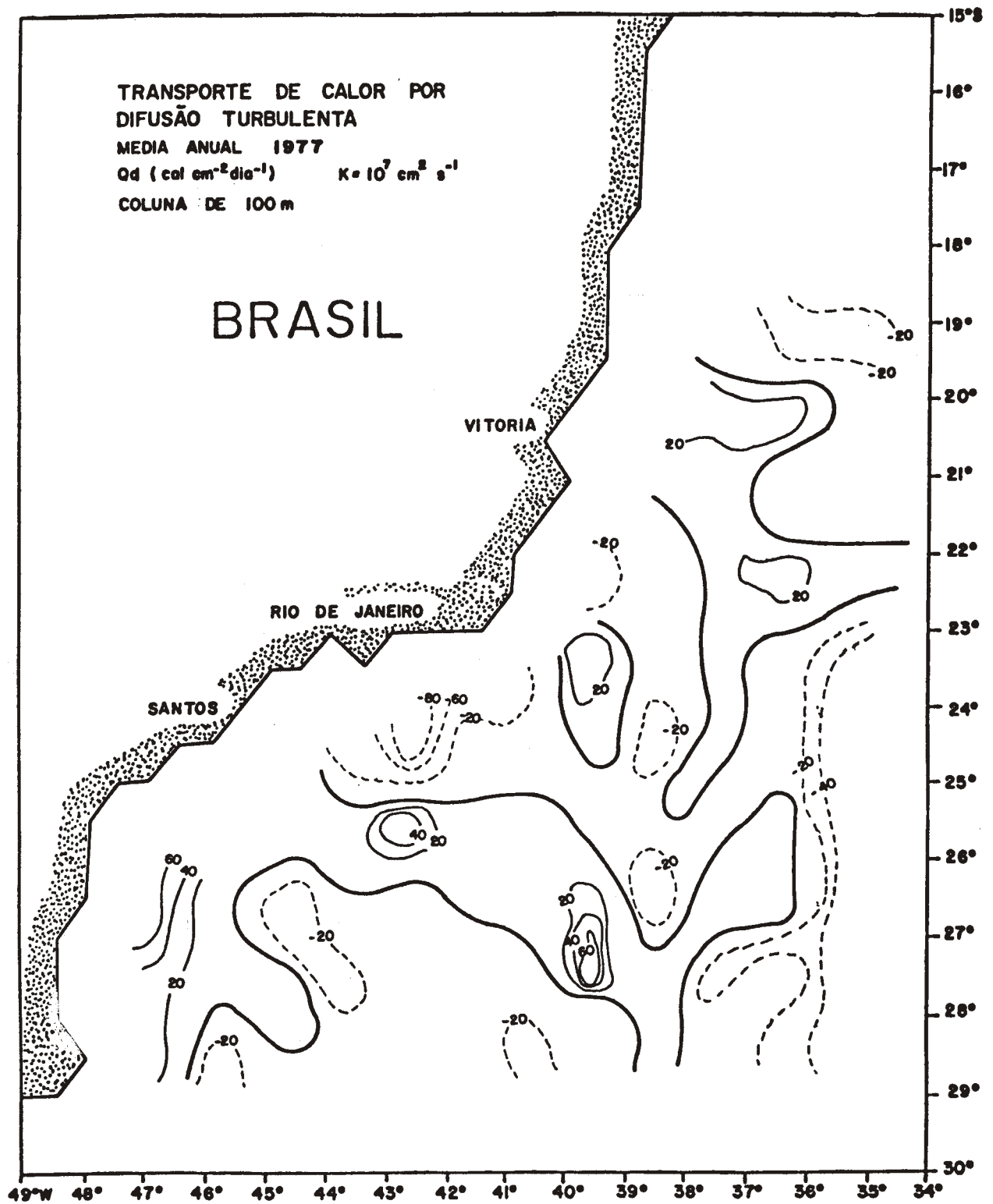


Fig. 89 - Transporte de calor por difusão turbulenta (Q_d) na camada superior de 100m.

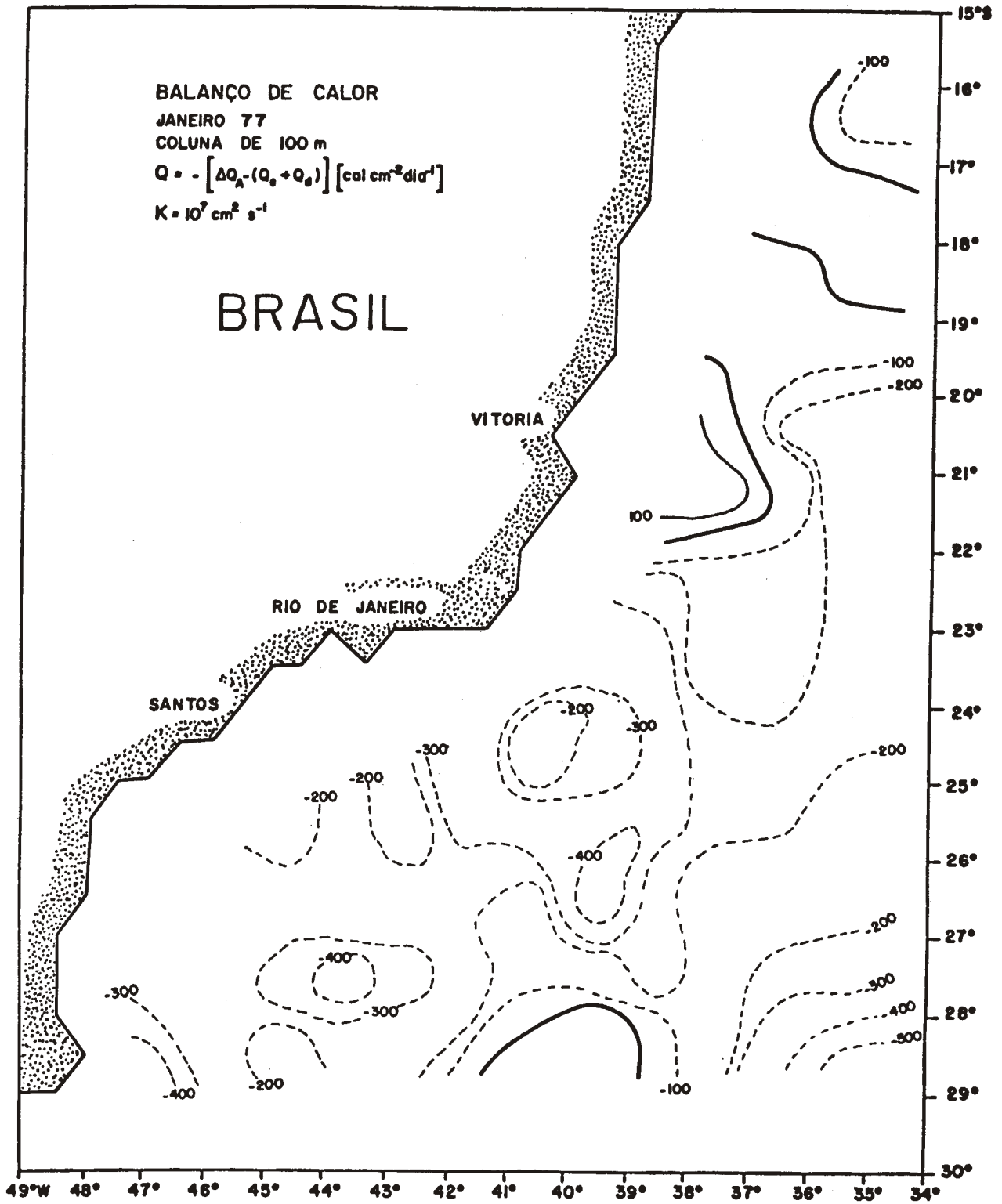


Fig. 90 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - janeiro.

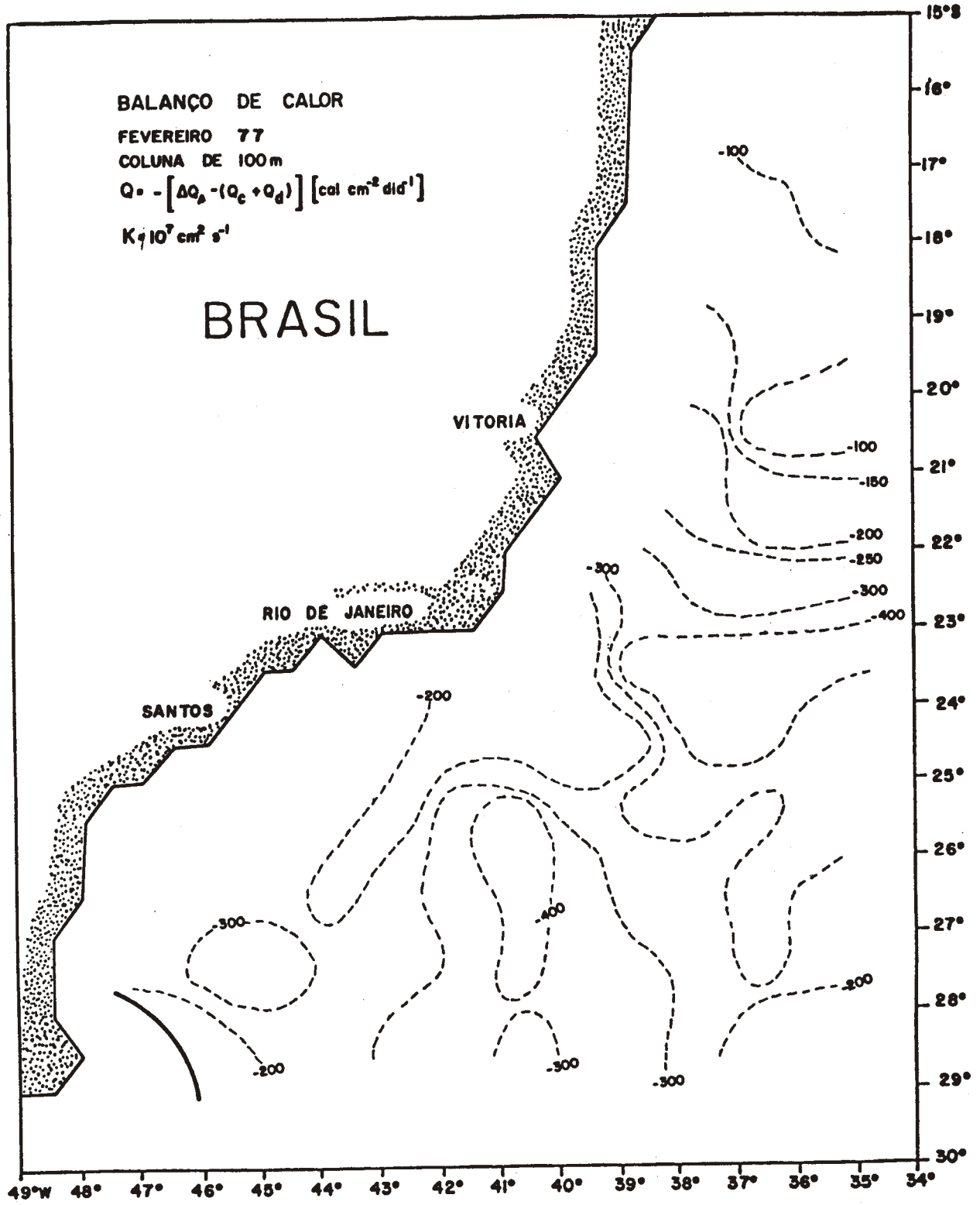


Fig. 91 - Balanço da fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - fevereiro.

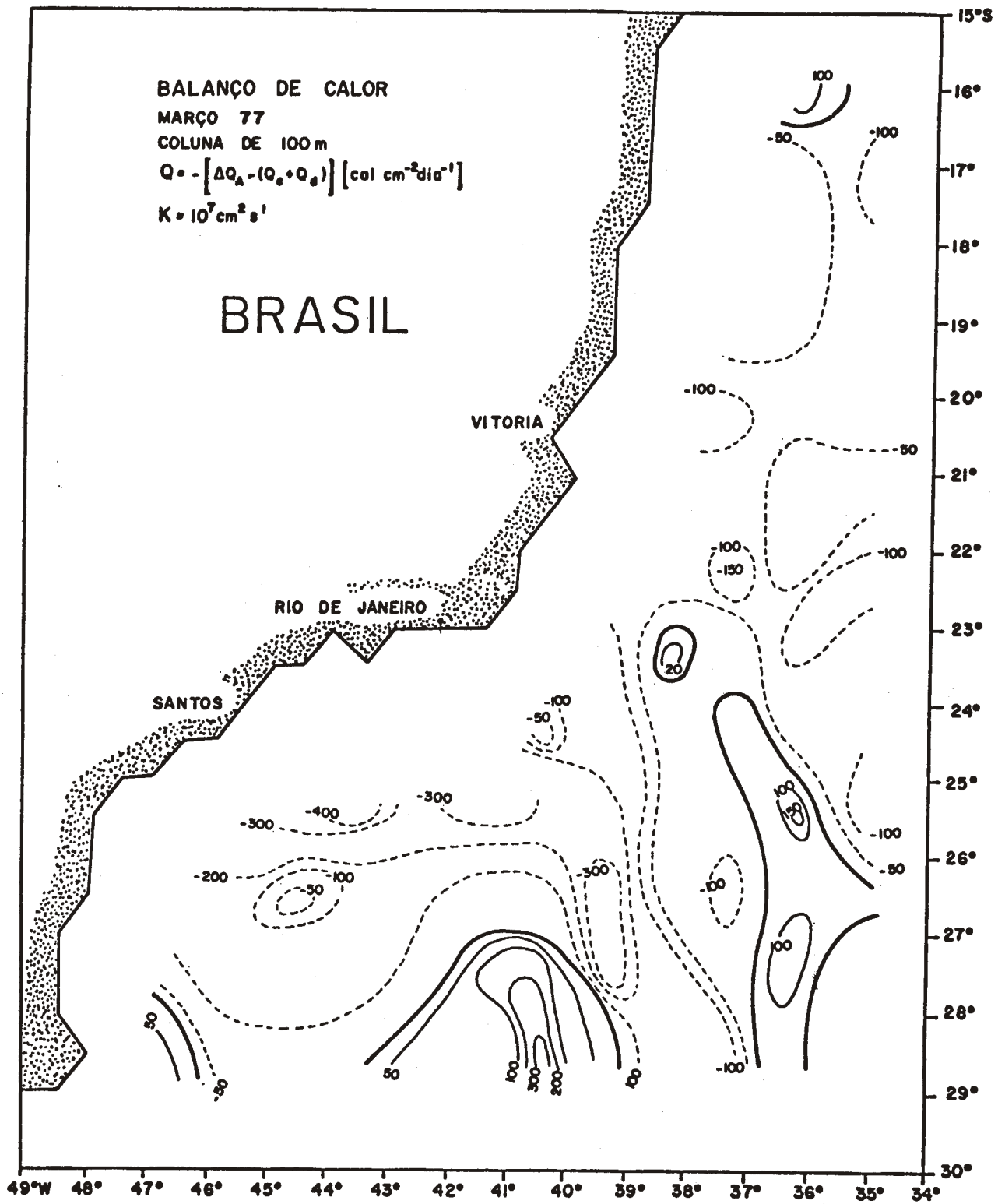


Fig. 92 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - março.

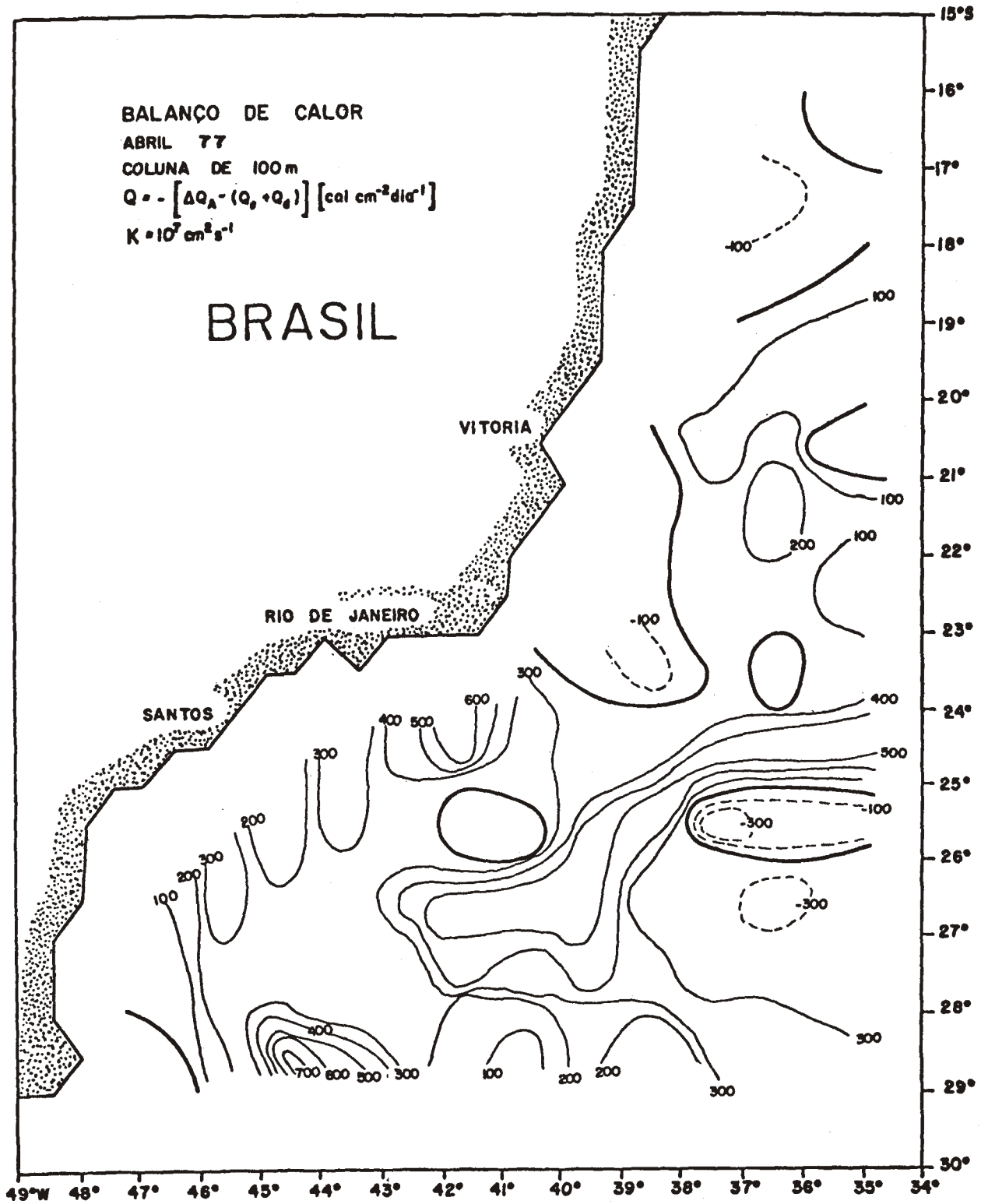


Fig. 93 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - abril.

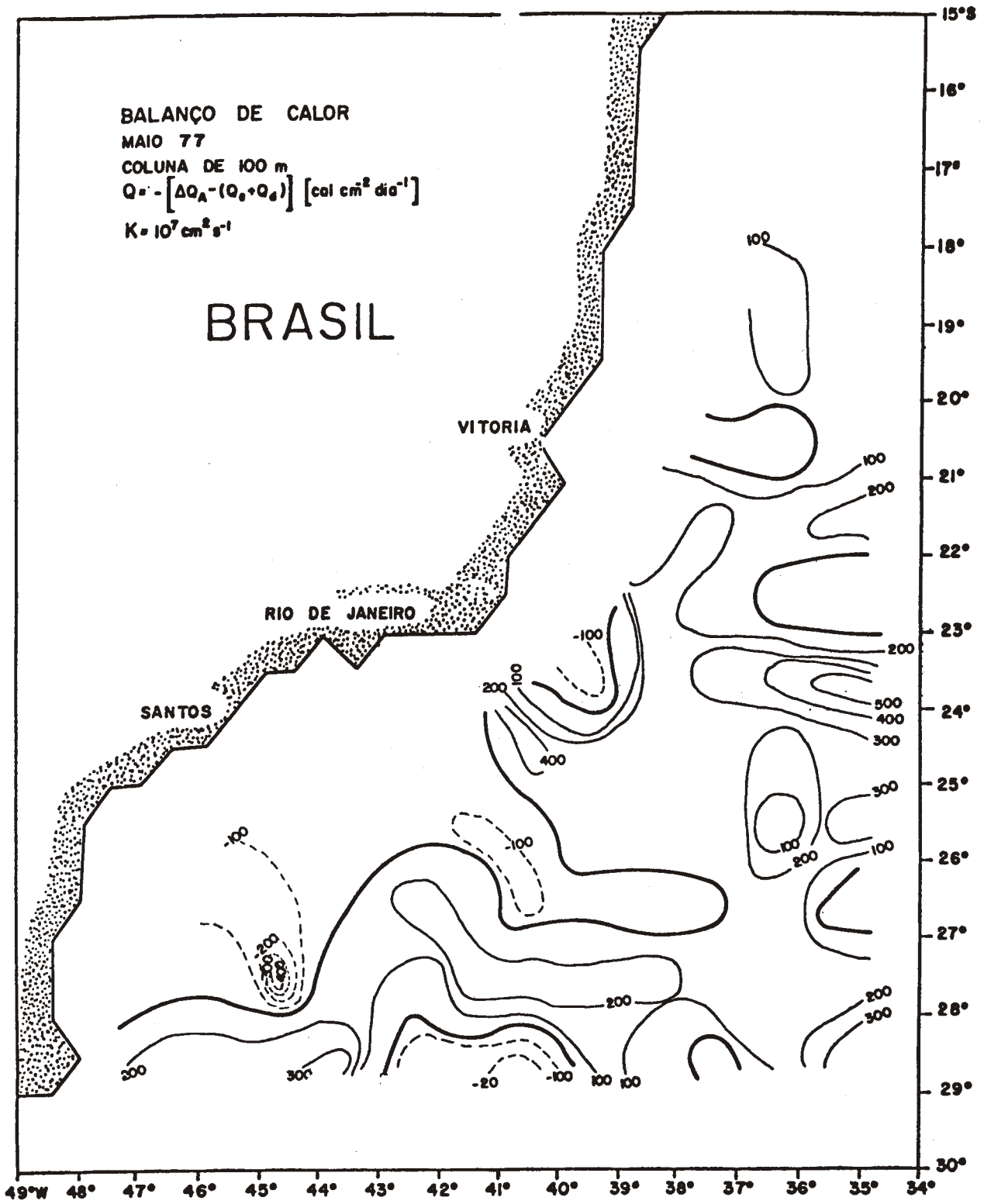


Fig. 94 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - maio.

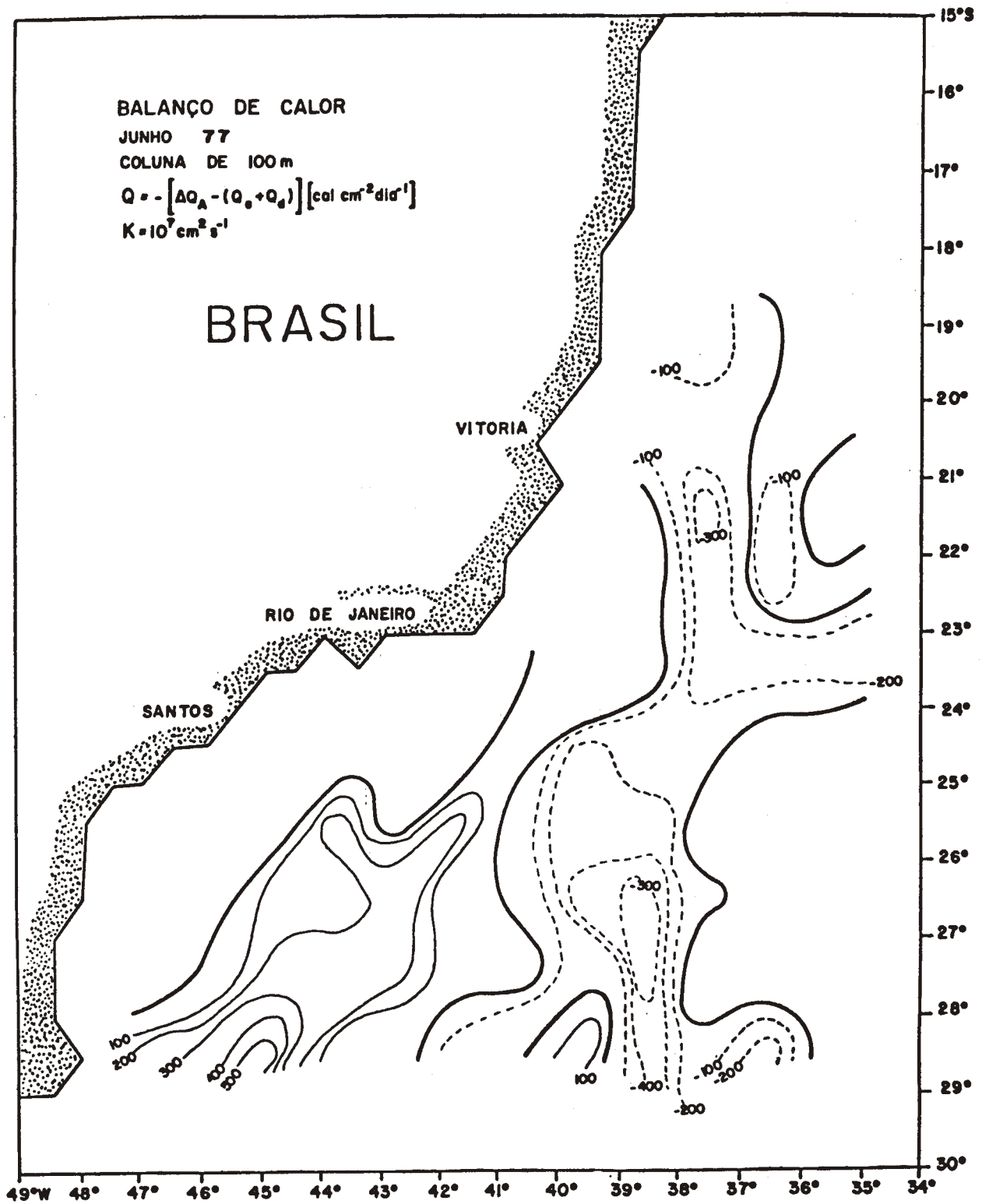


Fig. 95 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - junho.

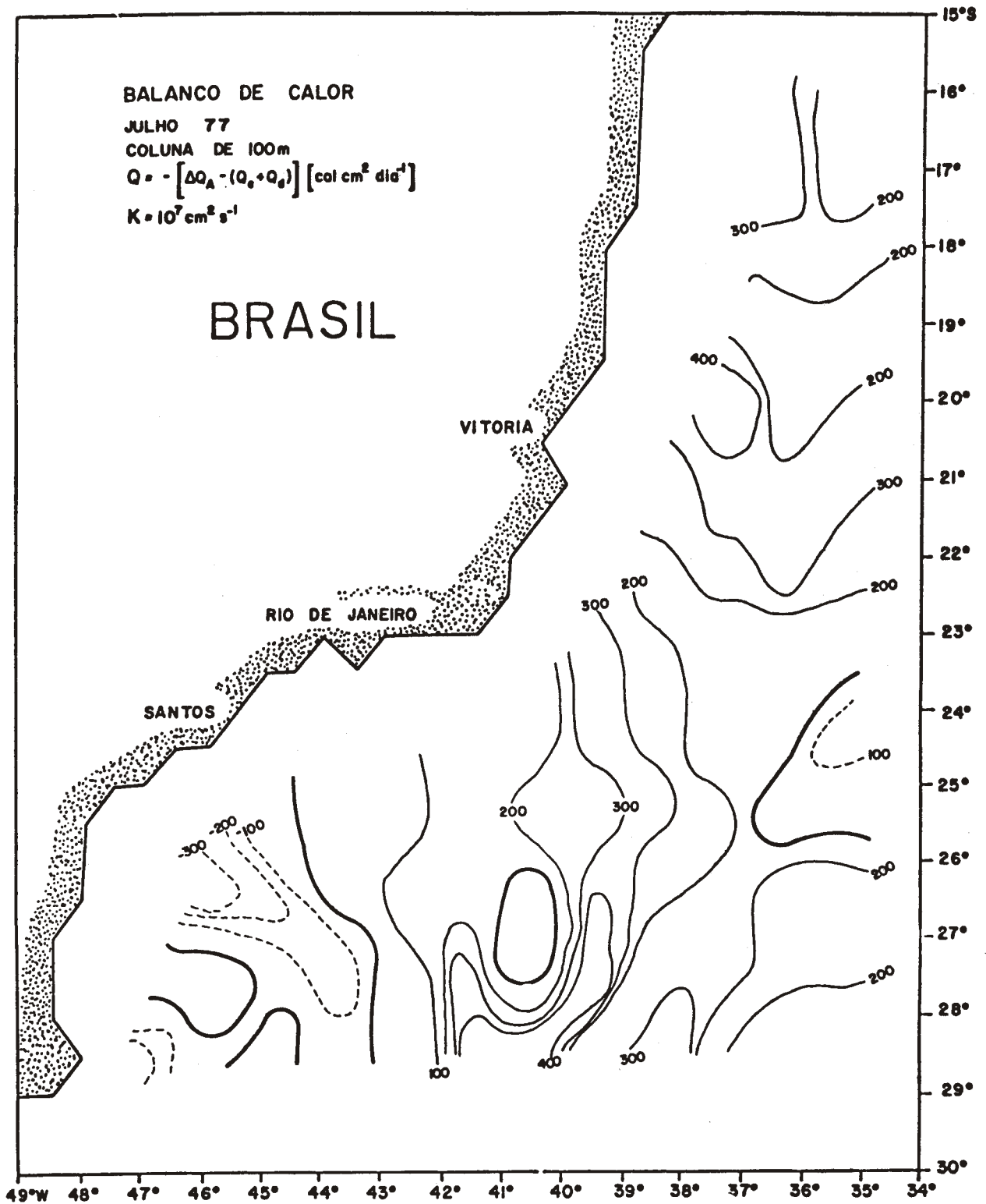


Fig. 96 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - julho.

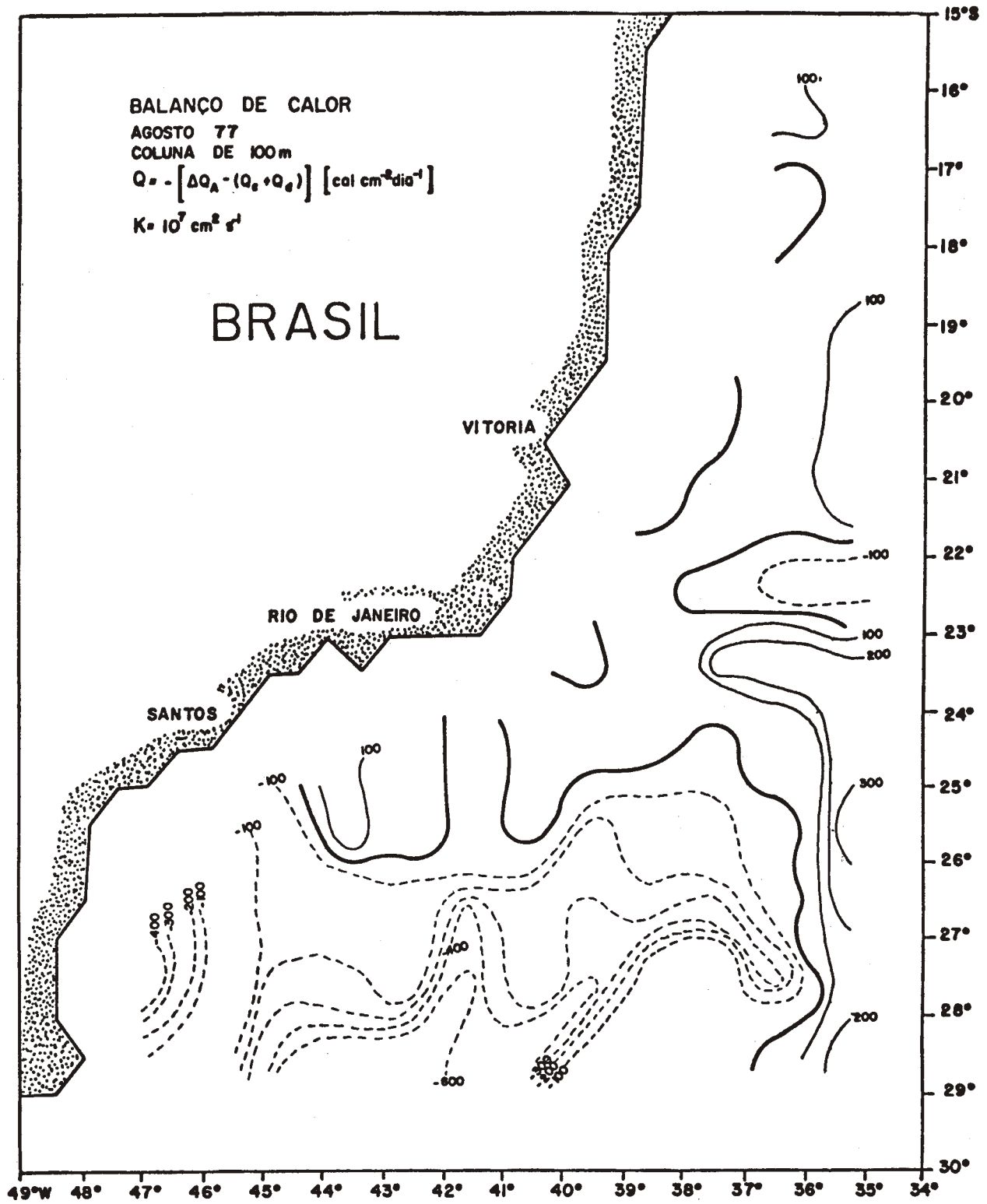


Fig. 97 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - agosto.

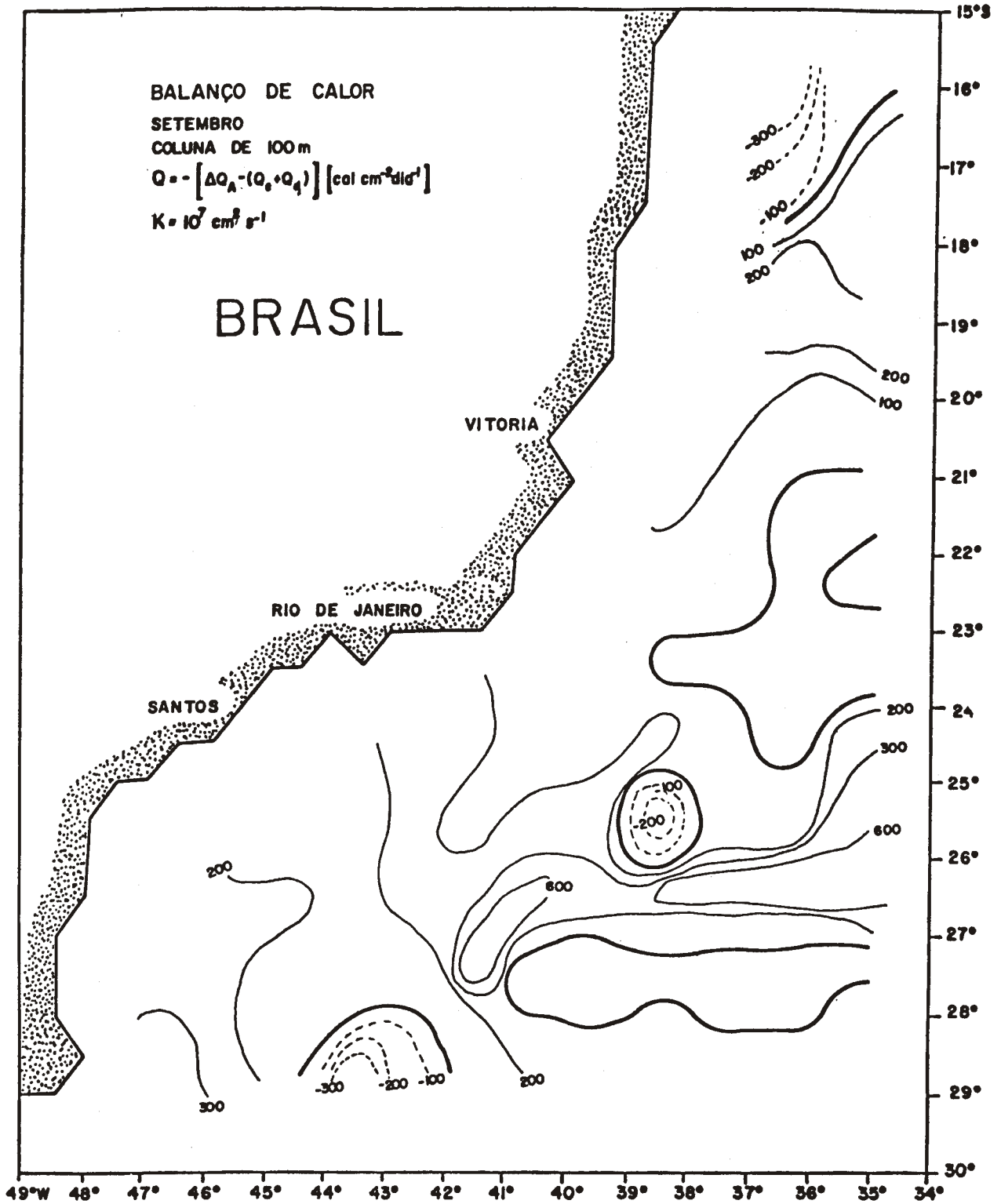


Fig. 98 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - setembro.

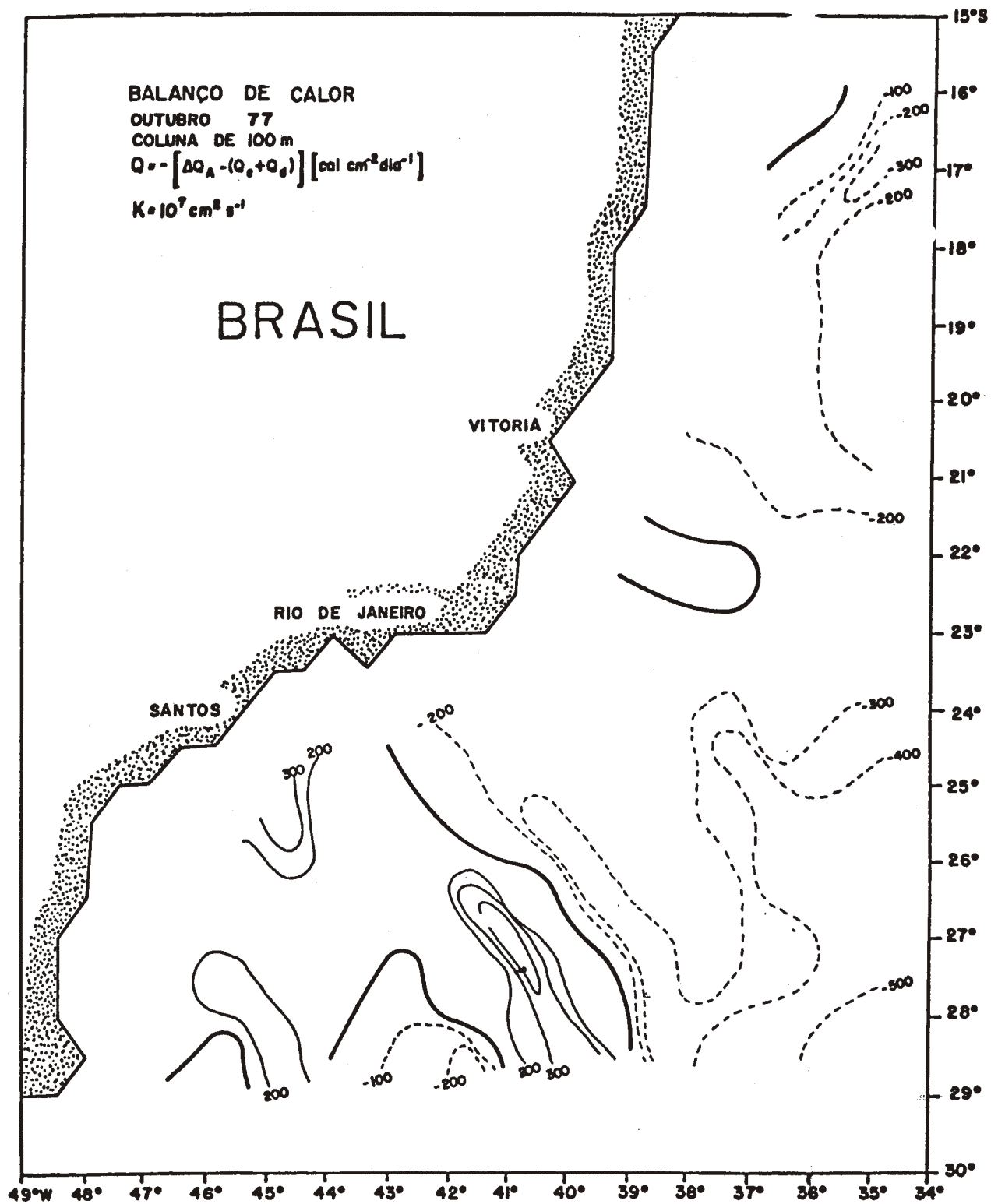


Fig. 99 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - outubro.

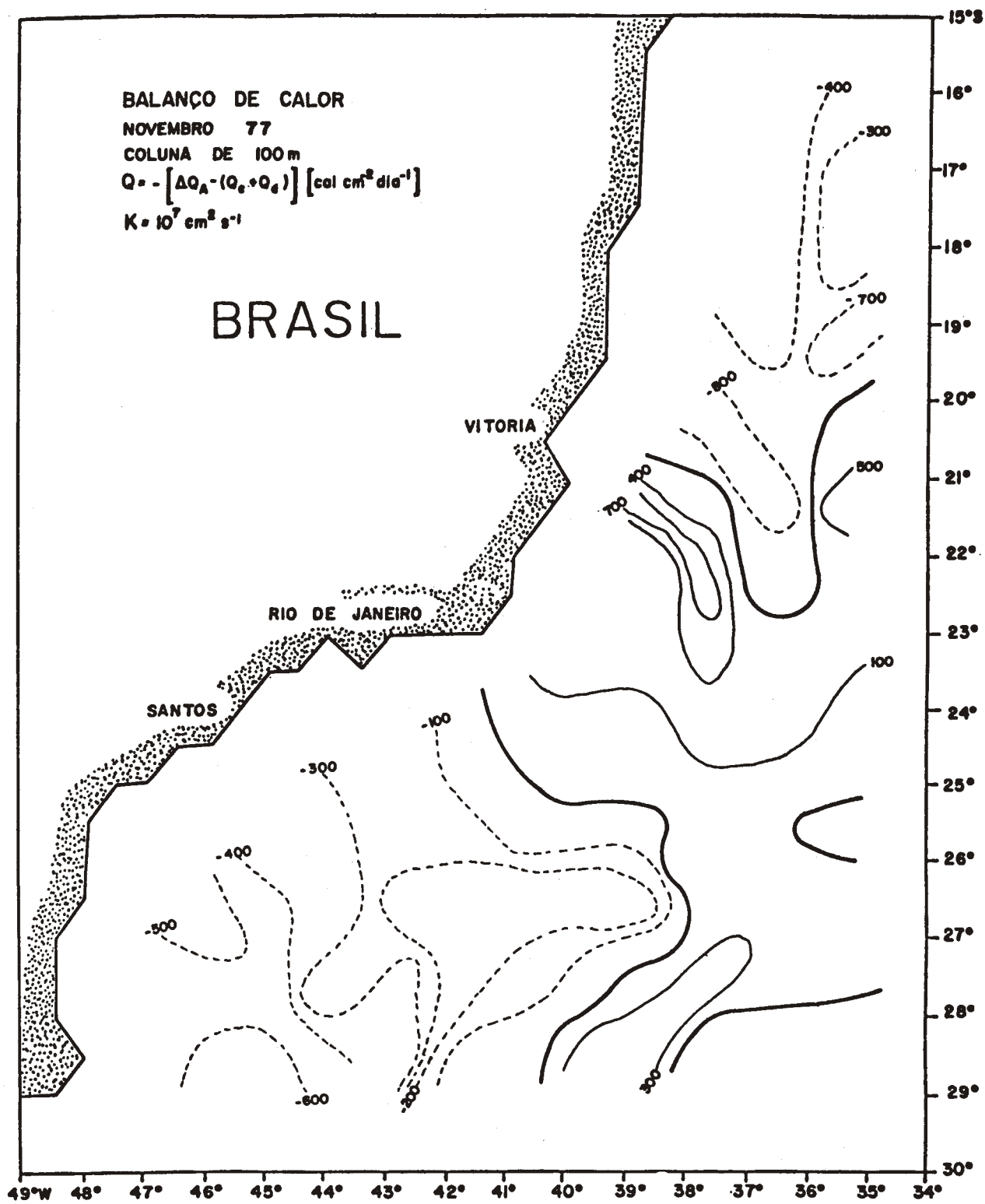


Fig. 100 - Balanço da fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - novembro.

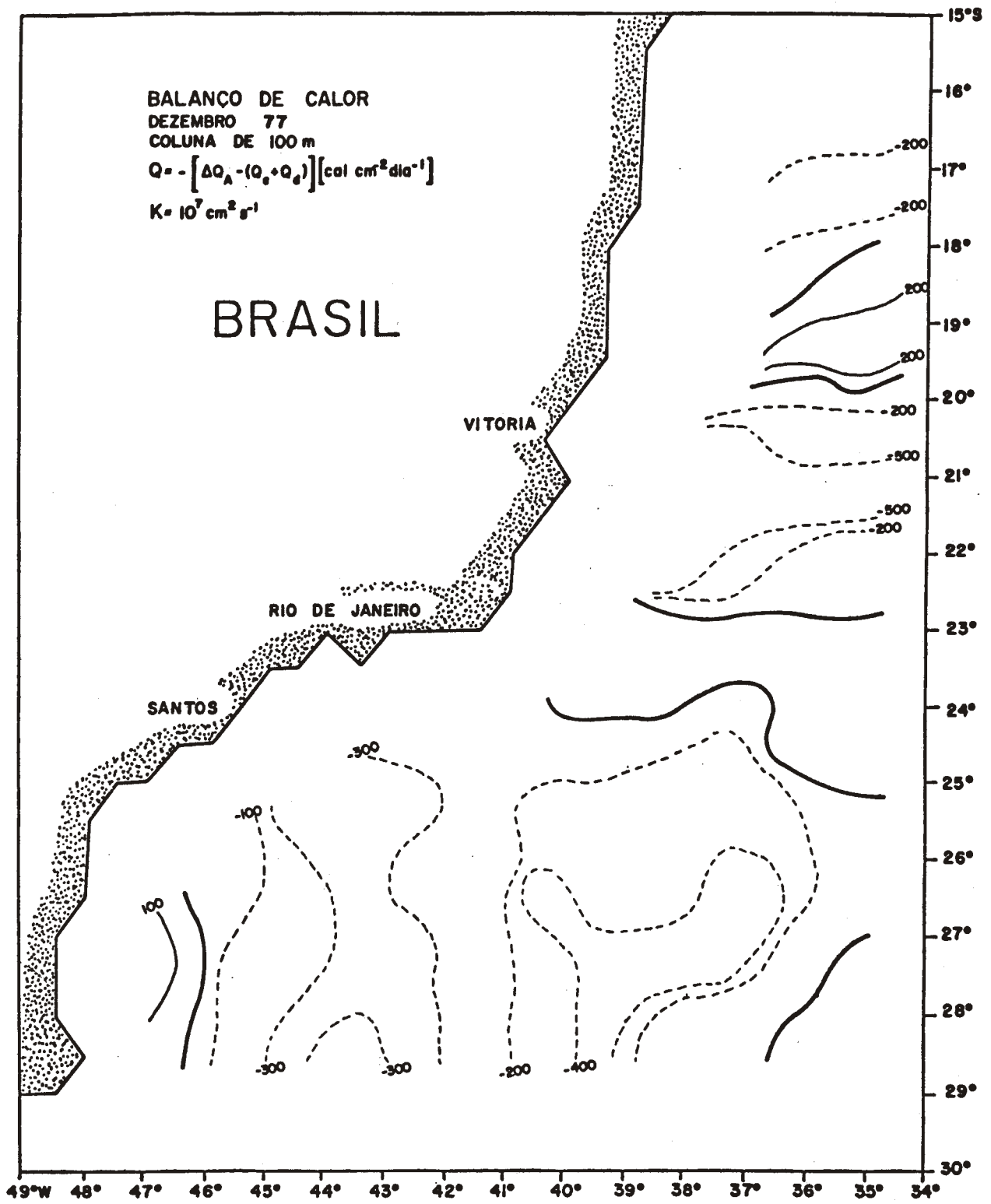


Fig. 101 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - dezembro.

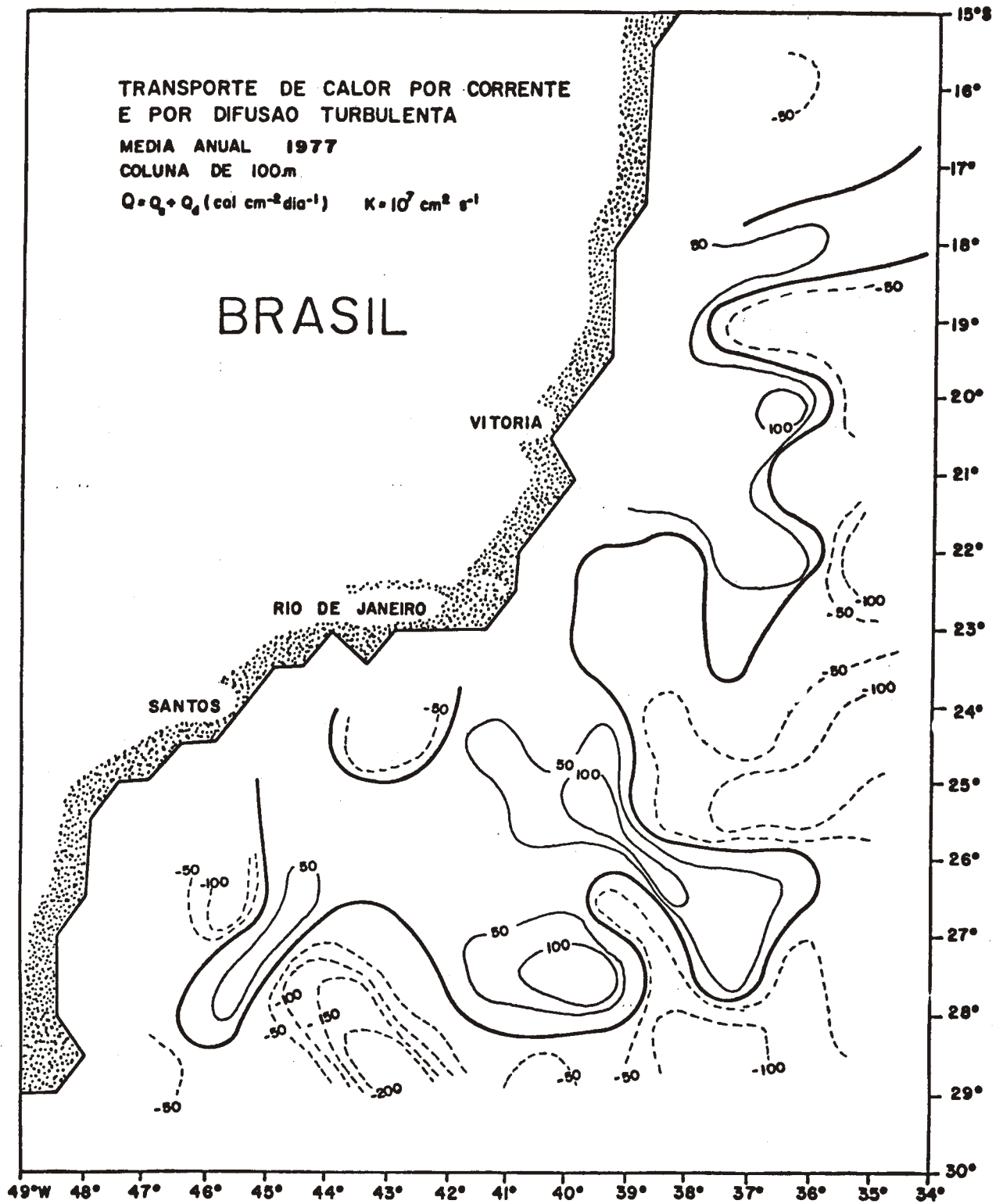


Fig. 102 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m - média anual.

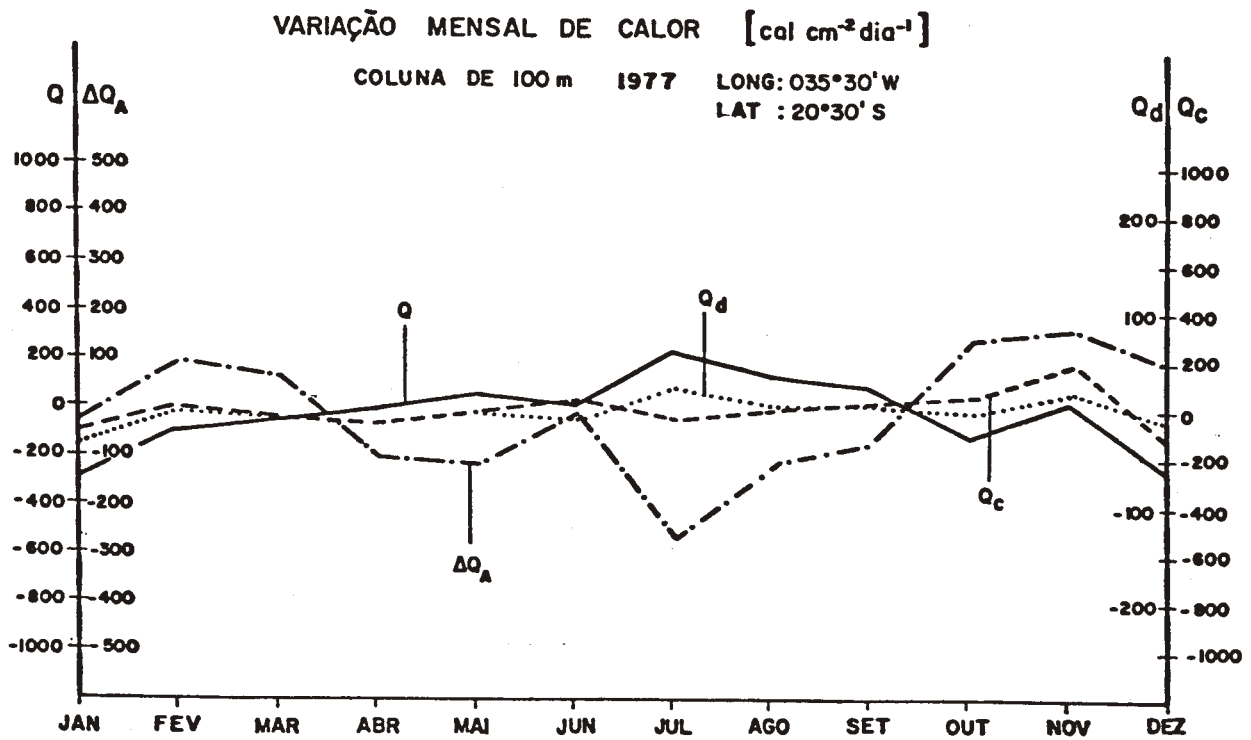
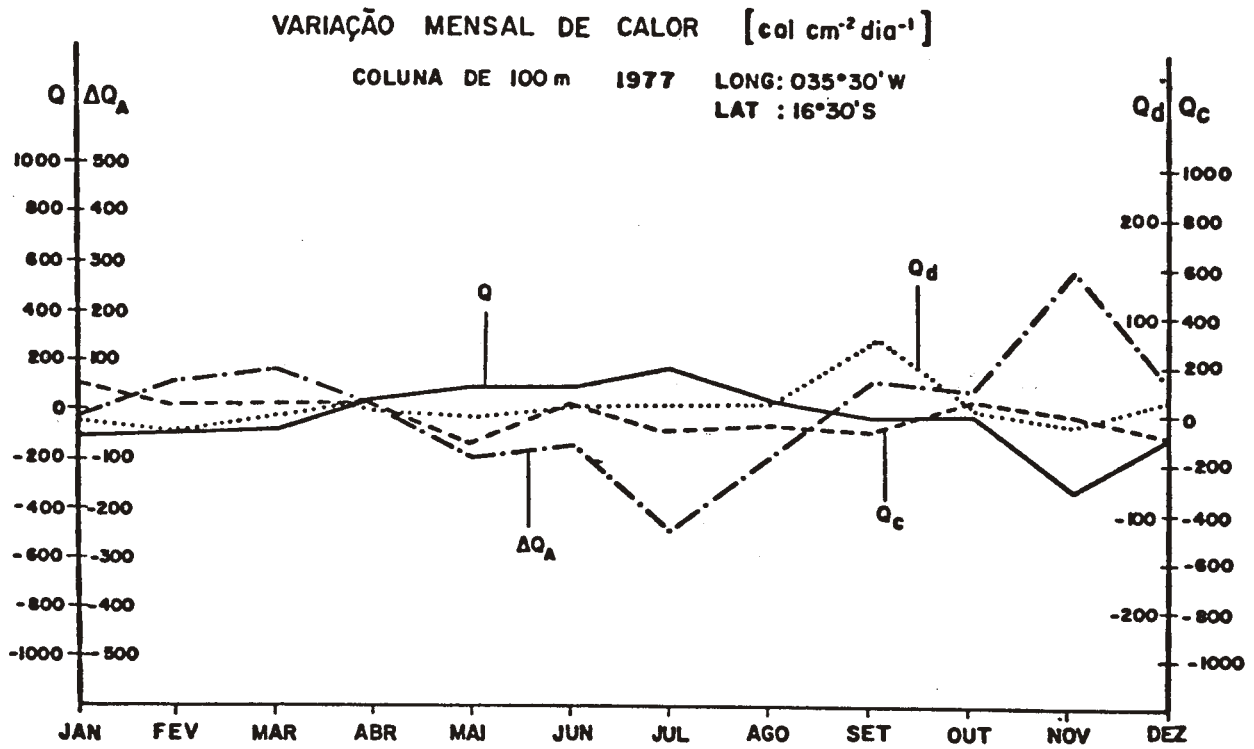


Fig. 103 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m

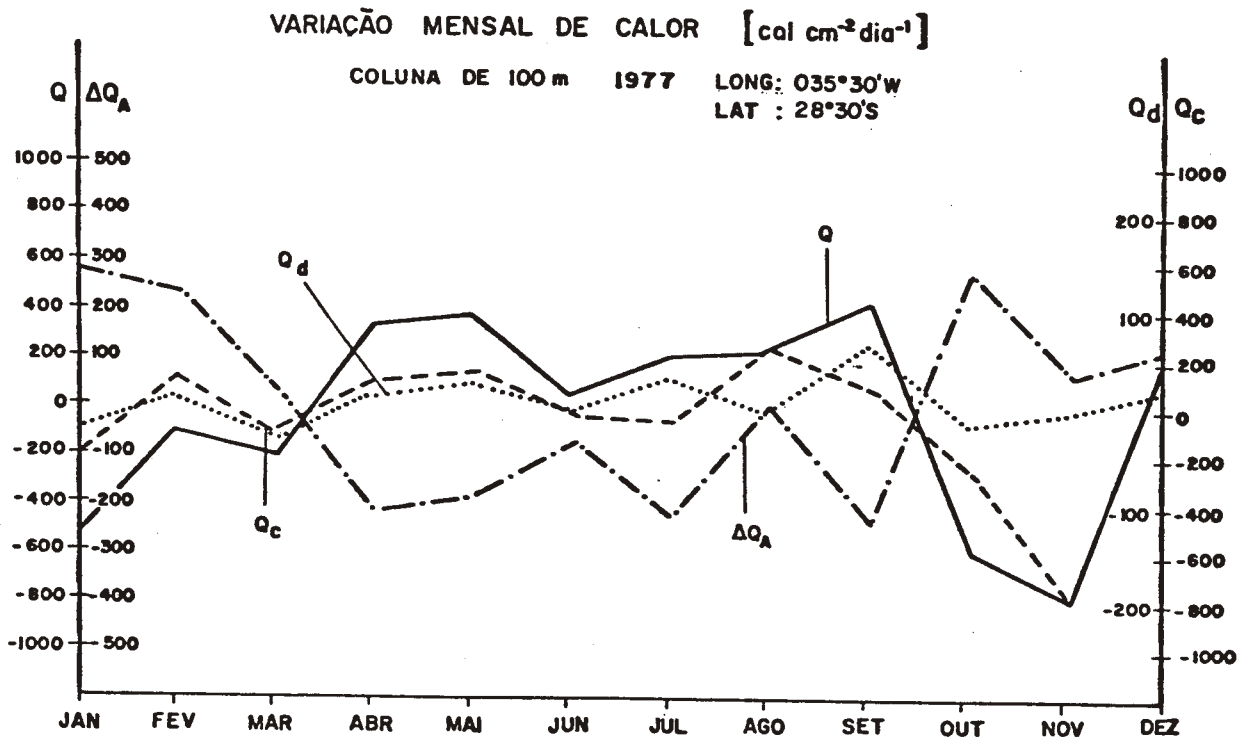
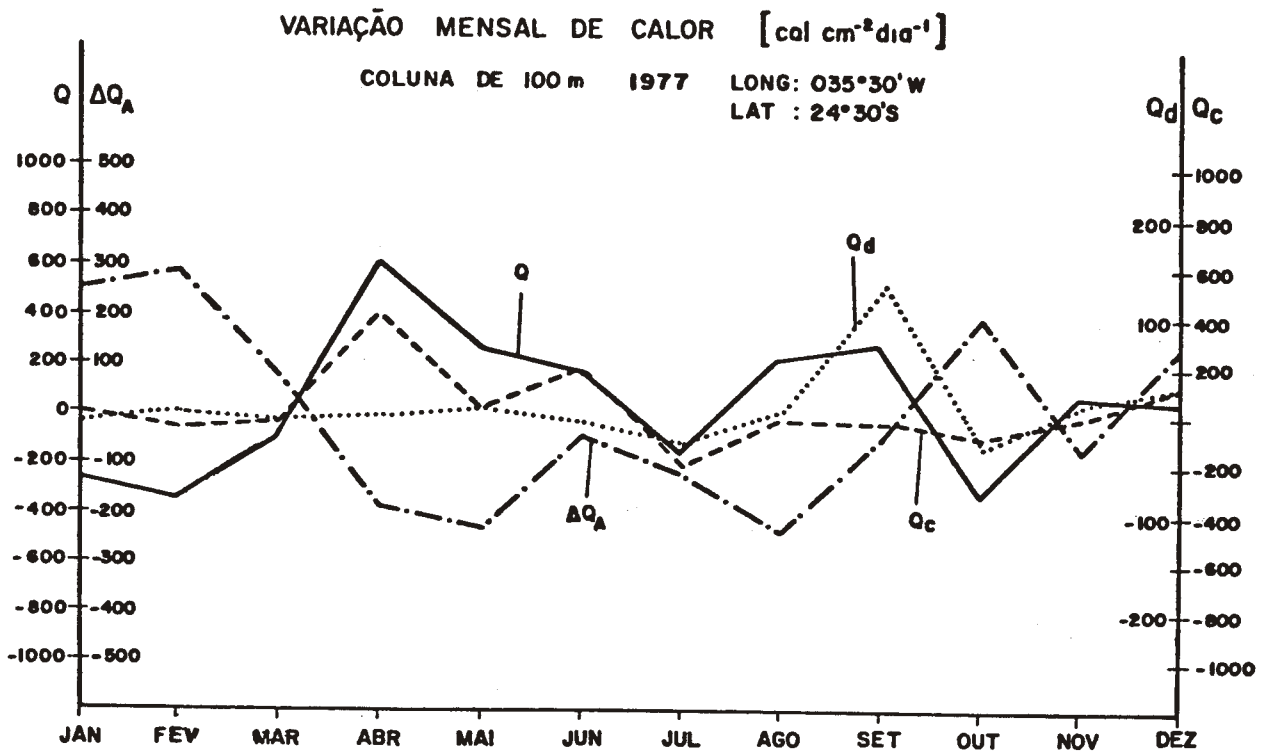


Fig. 104 - Balanço da fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m

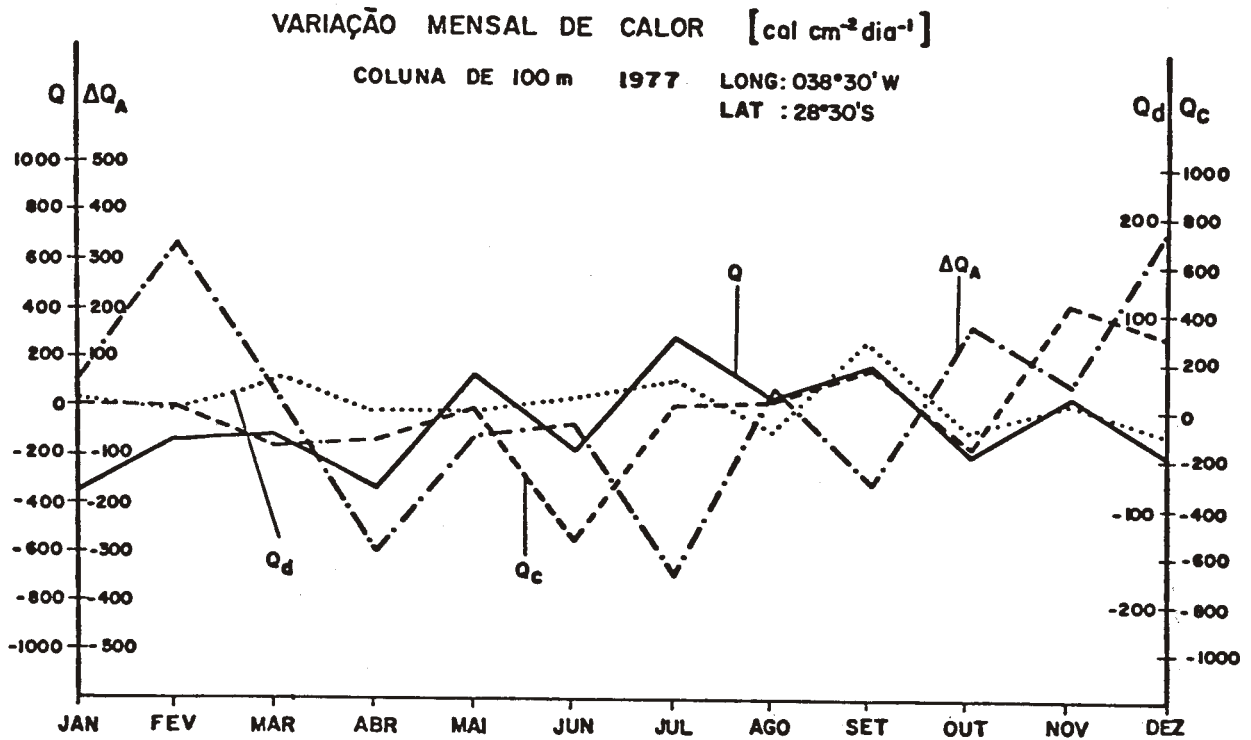
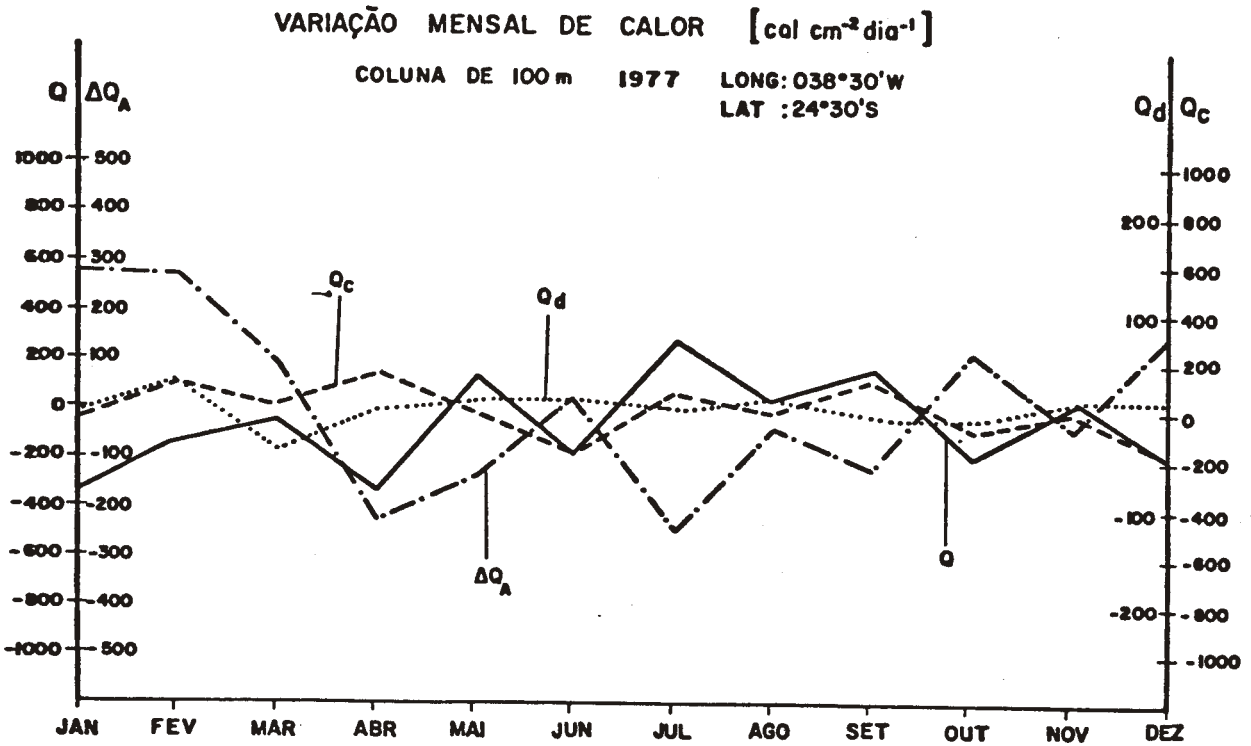


Fig. 105 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m

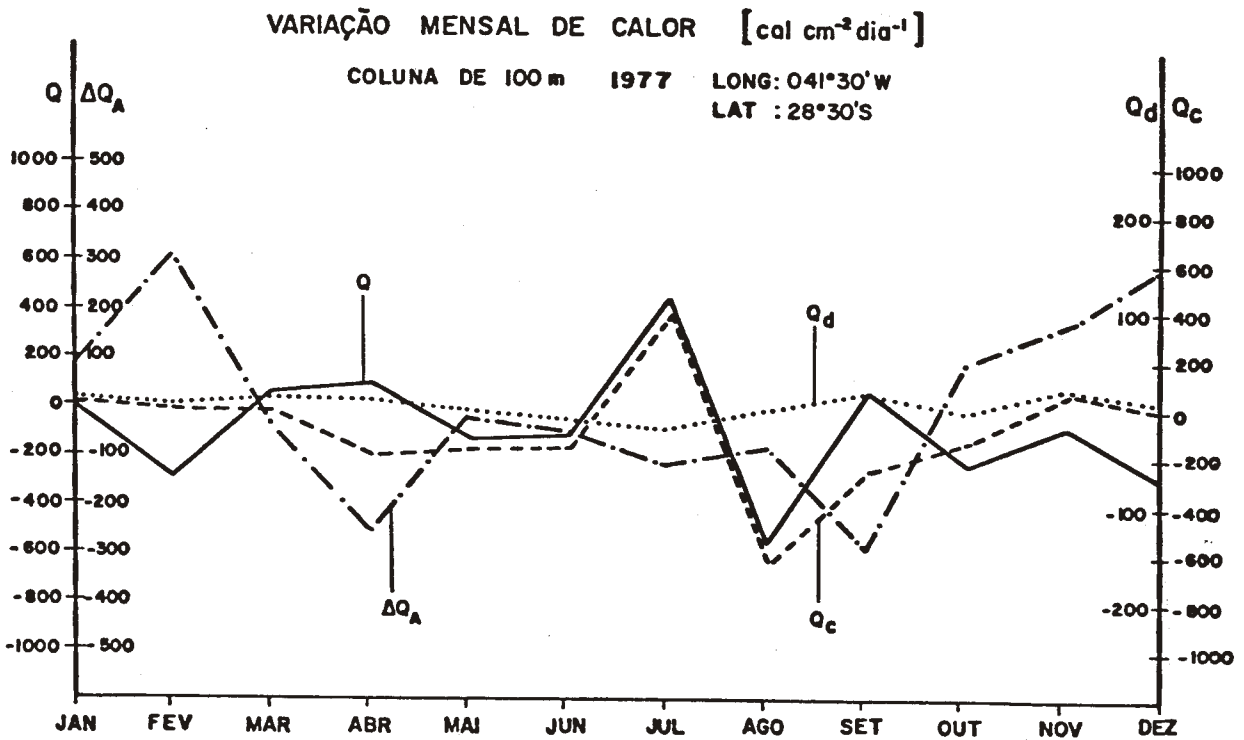
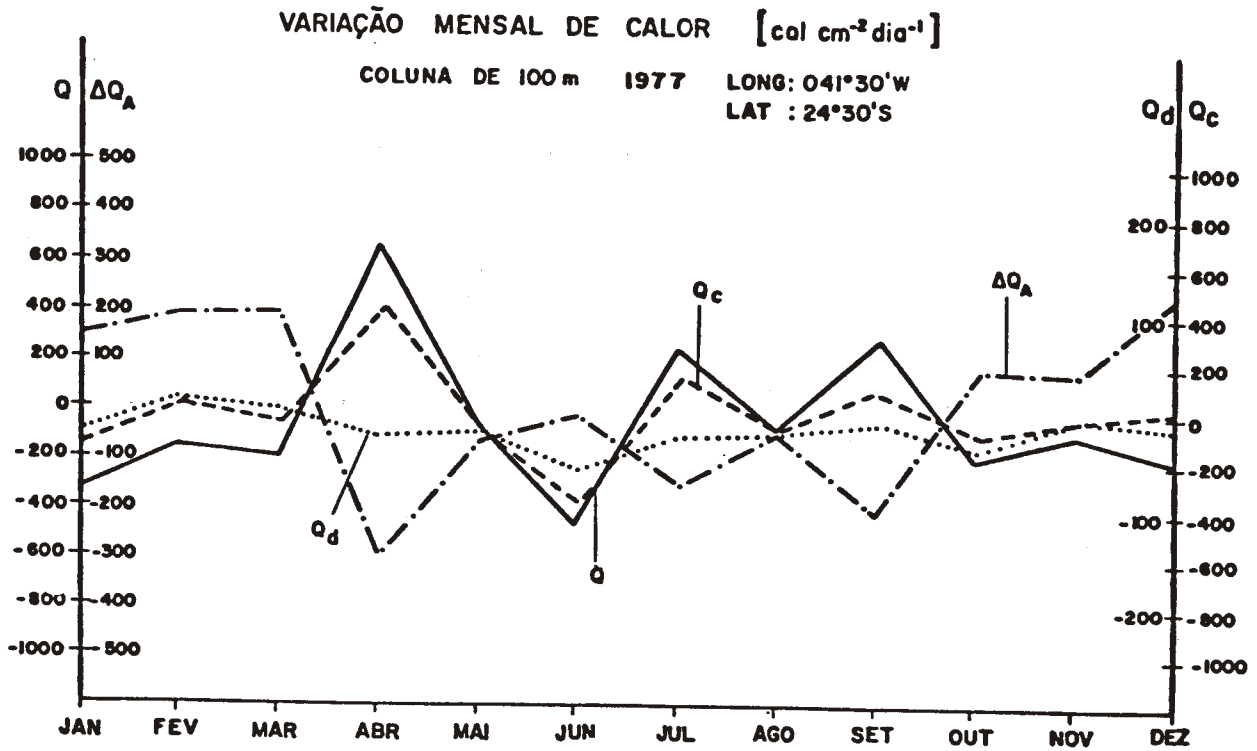


Fig. 106 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m

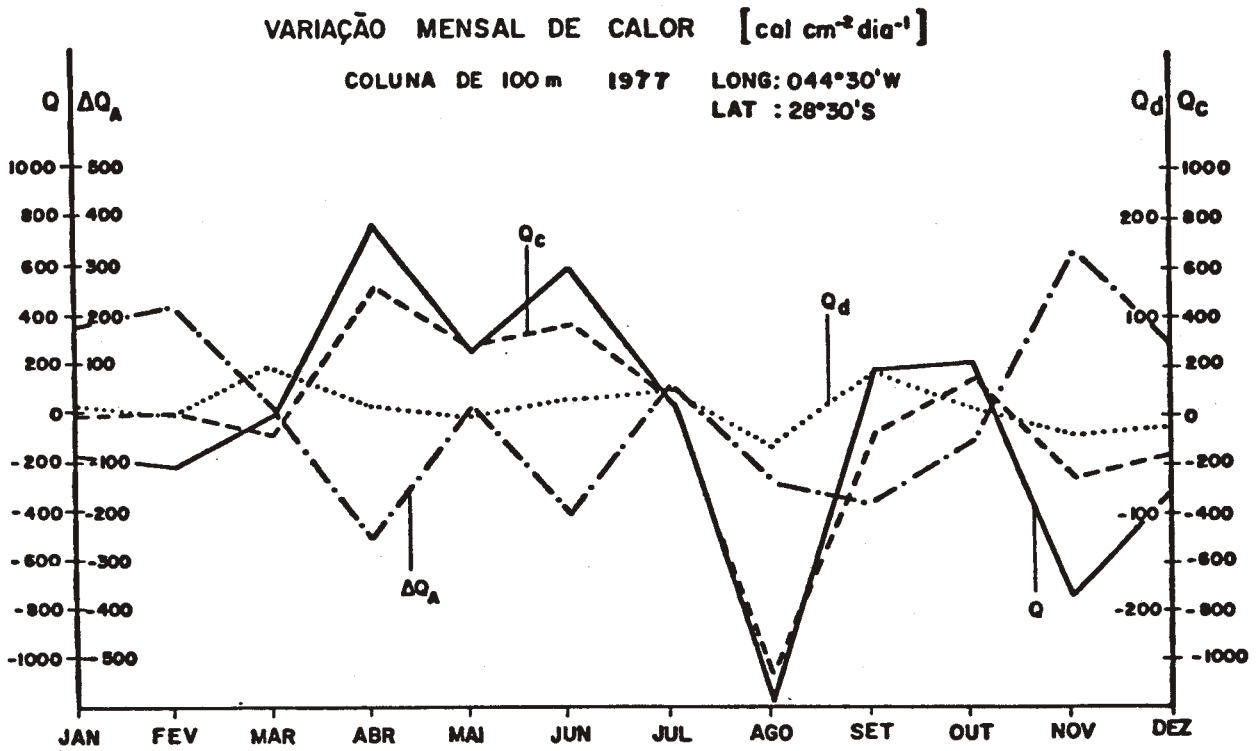


Fig. 107 - Balanço do fluxo de calor (Q) na camada superior de 100m

APENDICE I

EQUAÇÃO DO BALANÇO DE CALOR

A equação do balanço de calor para a água do mar pode ser escrita na seguinte forma:

$$\begin{aligned} \rho c \frac{\partial T}{\partial t} &= \rho c \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \rho c \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \\ &+ \rho c \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \rho c \frac{\partial}{\partial x} (u T) - \rho c \frac{\partial}{\partial y} (v T) - \\ &= \rho c \frac{\partial}{\partial t} (wT) \quad \left[\text{cal cm}^{-3} \text{s}^{-1} \right] \end{aligned} \quad (1)$$

onde: T - temperatura da água do mar ($^{\circ}\text{C}$)

u, v, w - componentes de velocidade nas direções
x, y e z respectivamente (cm s^{-1})

t - tempo (s)

K_x , K_y e K_z - coeficientes de difusão turbulenta ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$)

ϕ - densidade da água do mar (g cm^{-3})

c_p - calor específico da água do mar
($\text{cal } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{g}^{-1}$)

Assumindo que o coeficiente de difusão turbulenta não depende da direção e que os valores K_x e K_y sejam iguais e que a variação espacial sejam me

nor do que a da temperatura da água do mar, então poderemos escrever que $K_x = K_y = K.E$, como a densidade é, em geral, um pouco maior do que 1,0 e o calor específico pouco menor do que 1,0, então poderemos fazer $\rho c_p = 1,0$, e a equação 1 toma a seguinte forma.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + K \nabla^2 T - \frac{\partial}{\partial x} (uT) - \frac{\partial}{\partial y} (vT) - \frac{\partial}{\partial z} (wT) \quad \left[\text{cal cm}^{-3} \text{ s}^{-1} \right] \quad (2)$$

onde $\nabla^2 T = \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$ é o operador Laplaciano.

Integrando a equação 2 ao longo da vertical, desde a superfície do oceano até a uma profundidade H, temos:

$$\int_0^H \frac{\partial T}{\partial t} dz = \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right)_H - (wT)_H + K \int_0^H \nabla^2 T dz - \int_0^H \left[\frac{\partial}{\partial x} (uT) + \frac{\partial}{\partial y} (vT) \right] dz + Q_S \quad (3)$$

$$\left[\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1} \right]$$

Se selecionarmos uma profundidade razoavelmente pequena e para região oceânica, excetuando áreas de convergência e divergência, podemos adotar:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right) = 0 \quad , \quad \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right) = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) = 0 \quad , \quad \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (5)$$

Utilizando o teorema do valor médio, o termo advectivo e difusivo pode ser reescrito na seguinte forma:

$$\int_0^H \left[\frac{\partial}{\partial x} (uT) + \frac{\partial}{\partial y} (vT) \right] dz = \overline{\left[\frac{\partial}{\partial x} (uT) + \frac{\partial}{\partial y} (vT) \right]} H \quad (6)$$

$$K \int_0^H v^2 T dz = \overline{KV^2 T} H$$

As condições 4 e 5 permitem escrever:

$$\overline{\frac{\partial}{\partial x} (uT)} = \overline{\frac{\partial u}{\partial x} T} + \overline{\frac{\partial T}{\partial x} u} \cong \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \bar{T} + \bar{u} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \quad (7)$$

$$\overline{\frac{\partial}{\partial y} (vT)} = \overline{\frac{\partial v}{\partial y} T} + \overline{\frac{\partial T}{\partial y} v} \cong \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \bar{T} + \bar{v} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \quad (8)$$

A equação 3 pode ser apresentada na seguinte forma:

$$\int_0^H \frac{\partial T}{\partial z} dz = (K_z \frac{\partial T}{\partial z})_H - (wT)_H + \overline{Kv^2 T}_H -$$

$$(\bar{u} \frac{\bar{T}}{x} + \bar{v} \frac{\bar{T}}{y})_H - (\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y})_H \bar{T} + Q_S$$

(9)

[cal cm⁻²s⁻¹]

Da equação da continuidade, temos que:

$$\int_0^H (\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}) dz = - \int_0^H \frac{\partial w}{\partial z} dz$$

(10)

ou, $(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y})_H = -w_H + w_0$

A velocidade vertical na superfície pode ser expressa como:

$$w_0 = P - E$$

P = precipitação

onde: E = evaporação

Conseqüentemente, levando-se em consideração as equações 4 e 9, a equação 3 pode ser escrita na seguinte forma:

$$\int_0^H \frac{\partial T}{\partial t} dz = (K_z \frac{\partial T}{\partial z})_H - w_H (T_H - \bar{T}) + \overline{Kv^2 T_H} -$$

$$- (\bar{u} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y})_H + Q_S + (E - P) \bar{T} \quad (11)$$

$$[\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}]$$