MARCO ANTONIO CORRÊA

ANÁLISE DAS OSCILAÇÕES DAS CORRENTES OBSERVADAS NA BAÍA DA ILHA GRANDE (RJ).

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, para obtenção do grau de Mestre em Oceanografia Física.

Orientador:
Prof. Dr. Pedro Alberto Morettin.

SÃO PAULO
1994

Resumo

Neste trabalho são analisadas séries temporais de correntometria, temperatura, salinidade e vento obtidas em 5 estações oceanográficas localizadas dentro e ao largo da Baía da Ilha Grande (RJ), no período de 23 a 29 de janeiro de 1982. As séries têm duração de 24 horas. As medidas de correntometria foram realizadas nas profundidades de 5, 12 e 20 m, com intervalos de 5min, e próximas ao fundo, com intervalo de 12 min. Os dados de temperatura e salinidade foram obtidos em cinco profundidades a intervalos de 3 h e os de vento a cada 1 h. O objetivo deste trabalho é investigar as oscilações de curto período existentes nesta região, associadas à estratificação de densidade e à geometria das bacias, bem como descrever as características da circulação e das variações da corrente que ocorrem durante o intervalo de um dia. Para esta investigação foram utilizados dois tipos distintos de análise: a análise de séries temporais com métodos estatísticos e espectrais e o cálculo através das equações hidrodinâmicas do movimento. Na análise de séries temporais foram utilizados os métodos direto (ou do periodograma) e indireto para as estimativas espectrais. Também foram aplicados os testes do Ruído Branco e de Fisher-Whittle, a análise dos espectros rotatórios e a análise espectral cruzada entre os dados de vento e corrente. Os resultados indicaram uma circulação intensa e unidirecional, na camada superficial (até 5m) da Porção Oeste para a Porção Leste da Baía através do Canal Central. Na abertura para o oceano no lado leste, nessa mesma camada, ocorreu um fluxo em direção ao interior da Baía. Esses movimentos até a profundidade de 5m, foram atribuídos a uma circulação produzida pela diferença horizontal de densidade existente entre as águas de origens oceânica e continental, com pouca participação da maré e do vento. Nas camadas intermediária e de fundo, observou-se uma homogeneidade horizontal da água, o que ocasionou a redução dos gradientes horizontais de densidade e, conseqüentemente, da circulação observada na camada superficial, fazendo com que prevalecessem os movimentos promovidos pela maré. As correntes de fundo resultantes observadas nas aberturas para o oceano dirigiram-se para fora da Baía. No Canal Central foram observadas oscilações com período de 4,8h e identificadas como seiches internos. Na Porção Leste foram detectadas oscilações com período de 3,4h associadas a um processo de ressonância com o vento. Em todo o sistema da Baía o período de 6 horas mostrou-se significativo, correspondendo à oscilação natural da Baía. A água que ocupa a Baía apresentou uma estratificação de densidade em duas camadas, com um mesmo tipo de água ocupando a camada abaixo de 20m. Essa água, com característica de Água Subtropical, teria se infiltrado na camada de fundo da Baía graças a um processo de ressurgência produzido pela dinâmica das correntes e do vento existentes na plataforma continental adjacente. Nas duas estações realizadas fora da Baía as observações de vento e corrente sustentam esta hipótese de ressurgência.

Abstract

Temporal series of currents, wind, water temperature and salinity, obtained from 5 oceanographic stations located in and around Ilha Grande Bay (RJ, Brazil), from January 23 to 29, 1982, were analyzed. All series have 24 hours. Currents measurements were done at depths of 5, 12, 20 m (every 5 minutes) and near the bottom (every 12 minutes). Temperature and salinity data were taken from 5 depths every 3 hours for each, while the wind was measured every hour. The present work was performed in order to investigate short-period oscillations present in the region, related to density stratification and to the features of the basin, as well as to describe the circulation patterns and currents variations during one day interval. Two kinds of analysis were used: temporal series analysis, using statistical and spectral methods, and calculations by hydrodynamic motion equations. In temporal series analysis the direct (periodogram) and indirect methods were used for the spectral estimations. White-noise, Fisher-Whittle tests and rotational spectra analysis were also applied, besides the cross spectrum analysis for the data about winds and currents. The results indicate an intense and unidirectional circulation in the layer above 5 meters, from the western to the eastern portion of the Bay, through Central Channel. In this layer, on the eastern sea-opening side, a flux toward the Bay was observed. These motions, within 5 meters depth, were attributed to a circulation generated by a horizontal density difference between oceanic and inshore waters, with few contribution from tides and winds. At intermediate and near bottom layers, a horizontal homogeneity was observed and, consequently, smaller horizontal density gradients were detected. This way, circulation caused by tides was stronger than the movements forced by superficial layers. Resultant bottom currents, observed at the Bay openings, led to the open-sea. At Central Channel, 4.8 h period oscillations were detected, and identified as internal seiches. In the eastern Portion, 3.4 hour period oscillations were detected, related to wind resonance. In all the bay-system, the 6.0 hour period was significant, corresponding to the bay's natural oscillation. The study area presented a density stratification in two layers, with a single water type filling all the portion below the 20 meters. This water, with characteristics of Subtropical Water, occupied the bottom layer due to an upwelling process produced by the dynamics of currents and winds in the continental shelf . In the two stations located off the bay, the wind and currents observations support this upwelling hypothesis.

Agradecimentos

Ao Prof. Afranio Rubens de Mesquita pela sua valiosa participação na realização deste trabalho.

Ao Prof. Pedro Alberto Morettin por ter aceito a orientação desta dissertação.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela bolsa de estudos concedida.

Conteúdo

Resumo i
Abstract ii
Agradecimentos iii

1 INTRODUÇÃO **1**
1.1 Região de estudo 1
1.2 Objetivos 4

2 MATERIAL E MÉTODOS **5**
2.1 Amostragem e redução dos dados 5
2.1.1 Medidas de corrente 5
2.1.2 Medidas de temperatura e salinidade 7
2.1.3 Cálculo da densidade 7
2.1.4 Medidas de velocidade do vento 8
2.2 Métodos de análise 10
2.2.1 Séries temporais 10
2.2.2 Análise de Fourier 13
2.2.3 Periodograma 18
2.2.4 Espectro amostral 18
2.2.5 Espectro de potência 21
2.2.6 Janelas temporais e espectrais 23
2.2.7 Métodos para o cálculo do espectro 29
2.2.8 Intervalos de confiança 31
2.2.9 Teste do Ruído Branco 33
2.2.10 O Teste de Fisher e a extensão de Whittle 35
2.2.11 Análise espectral bivariada 39
2.2.12 Método espectral das componentes rotatórias 42
2.3 Seiches 43
2.3.1 Seiches de superfície 45
2.3.2 Co-oscilações com a maré em baías 48
2.3.3 Seiches internos 51
2.3.4 Método de Neumann 54

3 RESULTADOS **56**
3.1 Correntometria 56
3.1.1 Estação D 56

3.1.2 Estação E 58
3.1.3 Estação F 60
3.1.4 Estação G 61
3.1.5 Estação H 62
3.2 Vento 63
3.2.1 Estação D 63
3.2.2 Estação E 63
3.2.3 Estação F 64
3.2.4 Estações G e H 64
3.3 Temperatura e Salinidade 65
3.3.1 Estação D 65
3.3.2 Estação E 65
3.3.3 Estação F 66
3.3.4 Estação G 66
3.3.5 Estação H 66
3.4 Periodicidades 70
3.4.1 Estação D 72
3.4.2 Estação E 76
3.4.3 Estação F 80
3.4.4 Estação G 83
3.4.5 Estação H 86
3.4.6 Seiches e outras oscilações 91

4 DISCUSSÃO **96**

5 CONCLUSÕES **109**

BIBLIOGRAFIA **111**

FIGURAS **117**

PROGRAMAS **118**

1

INTRODUÇÃO

1.1 Região de estudo

A Baía da Ilha Grande está localizada no litoral sul do Estado do Rio de Janeiro. Suas coordenadas geográficas limites são: Latitude 22°50′ - 23°20′S e Longitude 44°00′ - 44°45′W (Fig.1). Na altura da Ilha Grande, a plataforma continental, tem uma largura média de 90 quilômetros e a quebra da plataforma encontra-se a uma profundidade de 140 metros (Zembruscki, 1979).

A feição geomorfológica desta Baía pode ser descrita basicamente como dois corpos de água separados por um canal estreito formado entre a Ilha Grande e o continente. Mahiques (1987) propôs a seguinte divisão fisiográfica para a Baía da Ilha Grande: Porção Oeste, Porção Leste e Canal Central (Fig.2). Estas denominações, dadas às diferentes porções da Baía, serão utilizadas ao longo deste trabalho.

De acordo com Mahiques (*op.cit.*), a Porção Oeste apresenta profundidades médias superiores a 20 metros e máximas da ordem de 40 metros. Áreas mais rasas, inferiores a 10 metros, encontram-se a oeste, na Enseada de Parati, e a norte, na Baía da Ribeira. O Canal Central é estreito e alongado segundo a direção leste-oeste, e apresenta as maiores profundidades do interior da Baía com depressões isoladas cuja profundidade máxima é de 55 metros. Esse canal se prolonga, inicialmente para sudeste e posteriormente para nordeste, em uma feição retilínea que atinge a entrada

da Baía de Sepetiba (Fig.2). A Porção Leste apresenta relevo mais aplainado, com profundidades entre 10 e 25 metros. Esta porção é cortada pelo prolongamento do Canal Central.

A água que ocupa o interior da Baía é resultante da interação de duas águas de origens diferentes: uma oceânica, proveniente da região adjacente da plataforma continental, e outra de origem continental produzida pela descarga fluvial que ocorre principalmente na Baía de Sepetiba. Alguns aspectos da interação destas duas águas foram descritos em Miranda *et al.* (1977), onde os autores, através da análise de um registro contínuo de temperatura e salinidade obtido na água superficial ao redor da Ilha Grande, detectaram a presença de um "front" salino ao longo da entrada sul da Baía de Sepetiba. A existência do "front" foi atribuída à interação da água costeira com uma água menos salina e ligeiramente mais quente, proveniente da Baía de Sepetiba. Ikeda & Stevenson (1982), observaram "fronts" salinos em quatro pontos dentro da Baía e concluiram que é freqüente a passagem de "fronts" na área, separando água oceânica da água costeira, sempre acompanhada de rápidas reversões na corrente.

Ikeda & Stevenson (1980) estudando algumas características da circulação e da variabilidade das correntes na Baía, verificaram a existência de uma circulação de fundo no sentido horário, com entrada de água pela Porção Oeste e saída pela Porção Leste. Detectaram, também, a ocorrência de um fenômeno periódico, somente na profundidade de 10 metros, ao qual denominaram de "pulsação". Este fenômeno ocorria de uma em uma hora, durava de 10 a 20 minutos e imprimia à corrente acelerações bastante intensas. Os autores afirmaram que estas "pulsações" não podiam ser explicadas como uma oscilação natural da Baía uma vez que elas não apresentavam uma variabilidade característica de seiche, mas sim súbitas e fortes mudanças periódicas de intensidade.

Signorini (1980a) também detectou oscilações com período de 1 hora na Porção Oeste, porém, neste caso, as oscilações foram interpretadas como sendo seiches. Neste mesmo trabalho o autor constatou a predominância de um padrão de circulação horário e quase estacionário, ao redor da Ilha Grande. A causa deste movimento foi

atribuida, principalmente, à distribuição horizontal de densidade com fraca influência da maré e do vento.

Mahiques (1987) utilizando dados de correntometria obtidos em uma estação oceanográfica fixa realizada no Canal Central durante um período de 32 horas, identificou a existência de processos dinâmicos diferenciados, no fundo (25 metros) e na superfície (10 metros). Segundo o autor a circulação da superfície é representada por uma corrente bastante intensa e unidirecional, com predominância quase total do sentido sudeste. A circulação no fundo apresenta-se como um fluxo de baixa velocidade com sentido predominante para nordeste, porém com uma componente para sudeste de relativa importância, refletindo possivelmente a existência de um mecanismo de maré. Um padrão de circulação semelhante foi descrito mais recentemente em Ikeda *et al.* (1989), onde os autores analisando observações de corrente e vento realizadas também no Canal Central, verificaram que a circulação nesta área apresenta um fluxo resultante para sudeste, com tendência a movimentos no sentido horário.

De um modo geral os resultados obtidos em trabalhos anteriores realizados na Baía da Ilha Grande, confirmam a existência de um fluxo no sentido horário de carácter unidirecional e estacionário ao redor da Ilha Grande. Sobreposto a este movimento foram detectados diversos tipos de oscilações alguns com características de seiches e outros de natureza ainda desconhecida.

1.2 Objetivos

Este trabalho tem o objetivo de investigar as oscilações com períodos inferiores a 24 horas, predominantes na região da Baía da Ilha Grande, associadas à estratificação de densidade e à configuração geométrica do sistema. Propõe-se, também, descrever as características da circulação e das variações da velocidade da corrente, investigando os mecanismos responsáveis por estas variações.

2

MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Amostragem e redução dos dados

Os dados analisados neste trabalho foram obtidos através do "Projeto Integrado para Uso e Exploração Racional do Ambiente Marinho" sub-projeto "Hidrodinâmica Costeira" financiado pela FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos). A coleta de dados foi executada a bordo do N/Oc. " Prof. W. Besnard " durante o período de 23 a 29 de janeiro de 1982, em cinco estações oceanográficas fixas realizadas dentro e ao largo da Baía da Ilha Grande (RJ) (Fig.1). Em cada estação, as medições foram feitas durante um período de 24 horas, exceto na estação H, onde o período de amostragem foi de 18h. As coordenadas geográficas, datas e profundidades de amostragem nas cinco estações, encontram-se indicadas na Tabela 2.1, página 9.

2.1.1 Medidas de corrente

As medidas de velocidade (intensidade e direção) das correntes nas cinco estações foram feitas em quatro profundidades, utilizando-se três correntômetros e um correntógrafo. Dois correntômetros " Braystoke" modelo BFM008 MK2 foram colocados sempre nas profundidades de 5 e 12 metros, um terceiro correntômetro "Hidroceam" modelo IRFE S/03, foi instalado em profundidades que variaram entre 17 e 25 metros, dependendo da profundidade local da estação. O correntógrafo, marca "Hidrocean"

modelo Gilbert-S/01 foi instalado, sempre, bem próximo ao fundo (Tabela 2.1).

O correntômetro "Braystoke" registra o número de revoluções do hélice, que é posteriormente convertido em unidades de ($cm\ s^{-1}$), através de uma equação de calibração que acompanha o aparelho.

No correntômetro "Hidrocean" a intensidade da corrente é fornecida pelo aparelho diretamente em ($cm\ s^{-1}$).

O correntógrafo "Hidrocean" tem um registro de saída não digital e a redução dos dados é feita com a ajuda de um gabarito, que acompanha o equipamento. As medidas de corrente são registradas pelo aparelho sobre uma fita contínua de papel que se move longitudinalmente e que é percorrida no sentido lateral por uma pena registradora.

Como as medidas das direções feitas por esses instrumentos são referentes ao norte magnético, foi necessário transformá-las em ângulos relativos ao norte geográfico, para isso utilizou-se a declinação magnética local de cada posição correspondente à época em que foram realizadas as medições. Com as direções corrigidas, seguiu-se a decomposição do vetor velocidade da corrente em um sistema cartesiano ortogonal com os eixos Ox e Oy dispostos ao longo das direções: leste-oeste e norte-sul respectivamente, sendo os eixos orientados positivamente para leste e para norte. As componentes u(leste-oeste) e v(norte-sul) do vetor velocidade da corrente $\vec{V}$, foram obtidas por :

$$\begin{cases} u = |\vec{V}| sen\theta; \\ v = |\vec{V}| cos\theta; \end{cases}$$

onde θ é o ângulo medido a partir do norte geográfico girando-se no sentido horário.

No caso dos três correntômetros, as amostragens foram feitas com intervalos constantes de 5 minutos, para o correntógrafo, o intervalo de amostragem foi de 12 minutos. Portanto, o conjunto de dados de correntometria constitui-se em: 30 séries temporais com $\Delta t = 5$ min, tendo cada uma 288 observações e 10 séries com $\Delta t = 12$ min e 120 pontos.

2.1.2 Medidas de temperatura e salinidade

As medidas de temperatura e salinidade foram feitas, em cada estação oceanográfica, em cinco profundidades ao longo da coluna de água, (Tabela 2.1), com intervalos de amostragem de três horas e duração de 24 horas. Houve, entretanto, duas exceções: na estação F, a partir das 08:12 h até o final do registro as amostragens de salinidade foram feitas somente em duas profundidades e na estação H a duração dos registros foi de 18 horas.

Os dados de temperatura foram obtidos utilizando-se termômetros de reversão protegidos, acoplados às garrafas de Nansen. As correções necessárias, devido às dilatações volumétricas do sistema termométrico (vidro-mercúrio), foram feitas através da seguinte equação, encontrada em (Keyte, 1965):

$$T = T' + \frac{(V_0 + T')(T' - t)}{k - (T' + V_0) - \frac{1}{2}(T' - t)},$$

onde:

T é a verdadeira temperatura da água na profundidade de reversão;
T' é o valor lido no termômetro de reversão quando trazido à superfície;
t é a temperatura ambiente a bordo dada pelo termômetro auxiliar;
V_0 é o volume de mercúrio separado no bulbo termométrico a $0°C$;

k é o inverso do coeficiente de expansão volumétrico do sistema termométrico.

Os valores de V_0 e k, constantes para cada termômetro, são fornecidos pelo fabricante nos certificados de aferição.

Para a determinação da salinidade, foram coletadas amostras de água do mar em garrafas de Nansen. Estas amostras foram, posteriormente, analisadas no Laboratório de Química do Departamento de Oceanografia Física (IO-USP), com o auxílio de um salinômetro indutivo marca Beckman modelo RS-7C.

2.1.3 Cálculo da densidade

Com os dados de temperatura e salinidade reduzidos, foram calculados os valores de densidade, $\rho_{S,T,p}$, utilizando-se a Equação Internacional de Estado da Água do Mar (EIE-1980) (UNESCO, 1981b). A EIE-1980 é uma expressão polinomial, função da

temperatura, salinidade e pressão hidrostática do oceano, sendo esta última medida em decibares. A Equação Internacional fornece a densidade em unidades do Sistema Internacional ($kg\ m^{-3}$).

Calculou-se também os valores de sigma-(S,T,p) dados por:

$$\sigma_{S,T,p} = [\rho_{S,T,p} - 1000](kgm^{-3}),$$

esta última equação expressa a diferença entre a densidade da água do mar sob diferentes condições de S, T e p e da água destilada a 4^oC e à pressão atmosférica (Miranda, 1972).

2.1.4 Medidas de velocidade do vento

Os dados de velocidade do vento foram obtidos a bordo, com o auxílio de um anemômetro manual "Aeronave-Bendix", realizando-se em cada estação medições horárias de intensidade ($m\ s^{-1}$) e direção, em graus, em relação ao norte geográfico.

Nas medidas de direção houve a necessidade de se fazer uma alteração que consistiu em girar o vetor velocidade 180°, ou seja, inverter o sentido do vetor, isso porque as observações da direção do vento referem-se à direção (na verdade, sentido) do qual o vento se origina contrário ao da corrente que é para onde a água se dirige. Feita esta correção, procedeu-se a decomposição do vetor velocidade do vento de maneira identica à decomposição do vetor velocidade da corrente.

Tabela 2.1: Localização geográfica e datas de realização das cinco estações oceanográficas fixas com as respectivas profundidades de amostragem.

Estações	D	E	F	G	H
Latitude (S)	23°14.3′	23°04.3′	23°09.4′	23°15.2′	23°26.0′
Longitude (W)	044°26.5′	044°11.0′	044°02.1′	044°57.7′	044°23.1′
Dias (Jan/82)	23-24	24-25	25-26	26-27	28
corrente					
Prof.(m)	5	5	5	5	5
	12	12	12	12	12
		17			
	20	20	20		
				25	25
			28		
	34				
				45	45
salinidade e temperatura					
Prof.(m)	0	0	0	0	0
	5	5	5	5	5
		10			
	15	15	15	15	15
	20	20	20		
				25	25
	30		30		
				45	45

2.2 Métodos de análise

Nesta seção é apresentada uma breve revisão dos métodos de análise espectral e testes estatísticos utilizados na investigação dos períodos predominantes nas séries de correntometria. No desenvolvimento das teorias, procurou-se evitar o excessivo aprofundamento e a utilização de um formalismo muito rigoroso no tratamento dos conceitos, lembrando que não é objetivo deste trabalho explorar estes conteúdos.

2.2.1 Séries temporais

Série temporal é um conjunto de observações seqüenciais no tempo, de algum fenômeno. A principal característica de uma série temporal é exibir um comportamento fortuito, o que a torna uma função aleatória ou não determinística. Em conseqüência disso, dado um registro de uma série temporal não é possível prever com exatidão, qual será o seu comportamento futuro.

Processos estocásticos

Na análise de séries temporais, o mecanismo gerador da série, do ponto de vista estatístico, é considerado um processo estocástico e a série temporal observada, uma de suas possíveis realizações.

Processo estocástico constitui no conjunto de variáveis aleatórias $\{X(t,\omega)\}$ ordenadas no tempo, cada qual com a sua respectiva distribuição de probabilidade. Para cada t fixado, $X(t,\omega)$ é uma variável aleatória. Para cada ω fixo, $X(t,\omega)$ é uma série temporal. Usaremos a notação simplificada $X(t)$ para o processo estocástico $X(t,\omega)$ e x_t para uma realização do processo (a série temporal).

Para as análises realizadas, foram utilizados os momentos de 1ª e 2ª ordens das distribuições de probabilidade dos processos estocásticos, definidos por:

i) função **esperança** (média) de $X(t)$:

$$E[X(t)] = \mu(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} x f_x(x) dx;$$

onde: $f_x(x)$ é a função densidade de probabilidade.

ii) função de **autocovariância** de $X(t)$:

$$\gamma_{XX}(t_1, t_2) = E[(X(t_1) - \mu(t_1))(X(t_2) - \mu(t_2))];$$

fazendo $t = t_1$ e $t_2 = t + u$, com $u \in \mathcal{Z}$ (u é chamado de "lag"), tem-se:

$$\gamma_{XX}(u) = E[(X(t) - \mu(t))(X(t+u) - \mu(t+u))].$$

em particular para $u = 0$, então, $\gamma_{XX}(0) = \sigma_X^2(t)$, onde $\sigma_X^2(t)$ é a variância de $X(t)$, use-se também: $Var[X(t)]$.

Processos estacionários

Como uma série temporal é a realização única de um processo estocástico, na prática não é possível observar outras realizações, conseqüentemente, a cada instante de tempo t, tem-se somente uma observação (amostra) x_t de $X(t)$. Se, por exemplo, deseja-se estimar a média ou a variância, os momentos de 1ª e 2ª ordens respectivamente, isto será impossível com apenas uma única observação, a menos que se faça alguma suposição adicional sobre o tipo de processo analisado.

A suposição normalmente feita é a de estacionariedade. Um processo é estacionário se não apresentar tendência ou se não existirem mudanças sistemáticas na média e na variância, ou seja, supor que uma série temporal tenha atingido um estado de estacionariedade significa considerar os parâmetros estatísticos (média e variância) independentes do tempo.

Esta consideração é garantida pelo Teorema Ergódico, segundo o qual: "se $X(t)$ é um processo estacionário, então, sob determinadas condições de regularidade, valem as seguintes relações" (Gait, 1975):

$$\mu = E[X(t)] = \lim_{N \to \infty} \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N} X(t),$$

$$\gamma_{XX}(u) = E[(X(t)-\mu)(X(t+u)-\mu)] = \lim_{N\to\infty} \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N}(X(t)-\mu)(X(t+u)-\mu),$$

que resultam nas seguintes estimativas:

$$\overline{x} = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N} x_t \qquad \text{(média)},$$

$$s^2 = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N}(x_t-\overline{x})^2 \qquad \text{(variância amostral)},$$

$$c_{xx}(u) = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N-u}(x_t-\overline{x})(x_{t+u}-\overline{x}) \qquad \text{(função de autovariância amostral)}.$$

Obviamente, nem todas as séries temporais são realizações de processos estacionários, então o que se faz na prática, é tentar transformar a série não estacionária em estacionária. A maioria dos métodos de transformação baseiam-se em técnicas de remoção da tendência para que a série possa então ser tratada como uma série estacionária.

Função de autocovariância

Em geral os valores próximos em uma série de tempo estão correlacionados. Somente em uma série de tempo x_t puramente aleatória os valores vizinhos são independentes, isto é, o valor de x_t não é influenciado pelos valores que o antecedem $x_{t-1}, x_{t-2}, \ldots$. Essa relação de dependência entre valores que estão próximos no tempo é chamada "correlação serial".

A correlação serial pode ser descrita pela função de autocovariância $\gamma_{XX}(u)$, que possui as seguintes propriedades:

a) $\gamma_{XX}(0) \geq 0$;

b) $\gamma_{XX}(-u) = \gamma_{XX}(u)$;

c) $|\gamma_{XX}(u)| \leq \gamma_{XX}(0)$.

Função de autocovariância amostral

Na prática $\gamma_{XX}(u)$ é estimada por:

$$c_{xx}(u) = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N-u}(x_t - \overline{x})(x_{t+u} - \overline{x}), \tag{2.1}$$

onde: $u = 0, 1, ..., N-1$.

Na última equação, calculando-se a esperança e ignorando-se os efeitos de estimação da média μ, tem-se:

$$E[c_{xx}(u)] = E[\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N-u}(x_t - \overline{x})(x_{t+u} - \overline{x})]$$

$$E[c_{xx}(u)] = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N-u}E[(x_t - \overline{x})(x_{t+u} - \overline{x})]$$

$$E[c_{xx}(u)] = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N-u}E[(X(t) - \mu)(X(t+u) - \mu)]$$

$$E[c_{xx}(u)] = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N-u}\gamma_{XX}(u)$$

$$E[c_{xx}(u)] = \left(1 - \frac{u}{N}\right)\gamma_{XX}(u).$$

Portanto:

$$\lim_{N\to\infty} E[c_{xx}(u)] = \lim_{N\to\infty}\left(1 - \frac{u}{N}\right)\gamma_{XX}(u) = \gamma_{XX}(u);$$

isso mostra que $c_{xx}(u)$ é um estimador assintoticamente não viciado de $\gamma_{XX}(u)$. Em estatística básica, vício é uma medida da diferença entre o valor esperado e o valor real.

2.2.2 Análise de Fourier

Série de Fourier

Na análise de Fourier, os fenômenos investigados, de preferência periódicos, são considerados como resultantes da superposição de ondas senoidais. Esta consideração

leva a uma representação matemática do fenômeno em termos da soma (combinação linear) de funções periódicas, o que consiste na série de Fourier.

O registro discreto de um fenômeno amostrado a intervalos constantes de tempo Δt, durante um período T, constitui uma série temporal x_t com $N = \frac{T}{\Delta t}$ observações (pontos), que pode ser representada através da série de Fourier:

$$x_t = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{N/2} \left[a_n cos\left(\frac{2\pi n t \Delta t}{N \Delta t}\right) + b_n sen\left(\frac{2\pi n t \Delta t}{N \Delta t}\right)\right], \tag{2.2}$$

com: $0 \leq n \leq \frac{N}{2}$, $t = 0, 1, 2, ..., N$ e $0 \leq t\Delta t \leq T$.

A série de Fourier (2.2) é composta de $(\frac{N}{2})$ ondas senoidais, chamadas de componentes harmônicos. mais o valor médio da série. A rigor, a igualdade em (2.2) só seria correta para a soma de um número infinito de componentes harmônicos, de acordo com o estabelecido pelo Teorema de Fourier. Entretanto, isso exigiria uma série temporal de comprimento infinito, o que na prática não é possível. Consequentemente o que se faz, na verdade, é aproximar a série x_t por (2.2).

A razão: $\frac{n}{N\Delta t} = \frac{n}{T}$, em (2.2), é chamada de freqüência cíclica f. Para $n = 1$ a freqüência $f = \frac{1}{T}$ é a chamada freqüência fundamental e corresponde a um período igual ao comprimento (duração) do registro. Para $n = \frac{N}{2}$ a freqüência $f = \frac{1}{2\Delta t}$ é a mais alta, chamada de freqüência de Nyquist ou freqüência de corte do espectro, correspondendo ao mais curto período presente no registro igual a dois intervalos de amostragem. Para $n = 0$ a onda tem freqüência nula e período infinito, essa onda corresponde ao valor médio da série. Portanto excluindo $n = 0$, a variação da freqüência é dada por: $\frac{1}{N\Delta t} \leq f \leq \frac{1}{2\Delta t}$. Sem perda de generalidade, consideremos o intervalo de amostragem Δt como sendo unitário.

Em (2.2), fazendo $\omega_n = \frac{2\pi n}{N} = 2\pi f$, onde ω_n é a freqüência angular do n-ésimo componente harmônico da série, obtém-se:

$$x_t = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{N/2} \left[a_n cos\omega_n t + b_n sen\omega_n t\right]. \tag{2.3}$$

Análise de Fourier

Para representar a série x_t através da série de Fourier (2.2), deve-se, antes, determinar os valores dos coeficientes a_n e b_n (coeficientes de Fourier). Isso é feito multiplicando-se (2.2) por $cos\left(\frac{2\pi mt}{N}\right)$ e $sen\left(\frac{2\pi mt}{N}\right)$, aplicando somatório sobre o período T, correspondente a todos os pontos N da série, e utilizando as relações de ortogonalidade das funções seno e cosseno, dadas por:

$$\sum_{t=0}^{N-1} sen(\frac{2\pi mt}{N}) = 0, \tag{2.4}$$

$$\sum_{t=0}^{N-1} cos(\frac{2\pi mt}{N}) = \begin{cases} 0, & \text{se } m \neq 0 \\ N, & \text{se } m = 0 \end{cases} \tag{2.5}$$

$$\sum_{t=0}^{N-1} sen(\frac{2\pi nt}{N})cos(\frac{2\pi mt}{N}) = 0, \tag{2.6}$$

$$\sum_{t=0}^{N-1} sen(\frac{2\pi nt}{N})sen(\frac{2\pi mt}{N}) \begin{cases} 0, & \text{se } n \neq m \\ \frac{N}{2}, & \text{se } n = m \neq 0 \\ 0, & \text{se } n = m = 0\ , \end{cases} \tag{2.7}$$

$$\sum_{t=0}^{N-1} cos(\frac{2\pi nt}{N})cos(\frac{2\pi mt}{N}) = \begin{cases} 0, & \text{se } n \neq m \\ \frac{N}{2}, & \text{se } n = m \neq 0 \\ N, & \text{se } n = m = 0\ , \end{cases} \tag{2.8}$$

onde: n e m são inteiros.

Estas relações surgem de indentidades trigonométricas elementares, Bloomfield (1976, p.15 e 43).

As expressões finais para os coeficientes de Fourier são:

$$a_n = \frac{2}{N}\sum_{t=0}^{N-1} x_t cos(\frac{2\pi nt}{N}) = \frac{2}{N}\sum_{t=0}^{N-1} x_t cos(\omega_n t), \tag{2.9}$$

$$b_n = \frac{2}{N}\sum_{t=0}^{N-1} x_t sen(\frac{2\pi nt}{N}) = \frac{2}{N}\sum_{t=0}^{N-1} x_t sen(\omega_n t), \tag{2.10}$$

com: $n = 0, 1, 2, ..., \frac{N}{2}$. O cálculo dos coeficientes de Fourier é chamado de análise de Fourier.

Para $n = 0$, tem-se:

$$\begin{cases} \frac{a_0}{2} = \frac{1}{N}\sum_{t=0}^{N-1} x_t = \overline{x} \text{ o valor médio da série;} \\ b_0 = 0. \end{cases}$$

e para $n = \frac{N}{2}$, se N é par, tem-se:

$$\begin{cases} a_{N/2} = \frac{2}{N}\sum_{t=0}^{N-1} x_t(-1)^t; \\ b_{N/2} = 0. \end{cases}$$

Assim, se N é par, existem $\left(\frac{N}{2}+1\right)$ coeficientes a_n $(a_0, a_1, ..., a_{N/2})$ e $\left(\frac{N}{2}-1\right)$ coeficientes b_n $(b_1, ..., b_{\frac{N}{2}-1})$, são portanto, N coeficientes a_n e b_n a serem determinados.

Amplitudes e fases

Em (2.3) os termos $[a_n cos\omega_n t + b_n sen\omega_n t]$ podem ser escritos na forma

$$A_n cos(\omega_n t + \phi_n),$$

com

$$a_n = A_n cos(\phi_n), \tag{2.11}$$

e

$$b_n = -A_n sen(\phi_n), \tag{2.12}$$

onde:

A_n é a amplitude o n-ésimo harmônico, dada por:

$$A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2},$$

ϕ_n é a fase do n-ésimo harmônico, dada por:

$$\phi_n = arctan(-\frac{b_n}{a_n}).$$

A solução completa para a fase é, Bloomfield (1976) :

$$\phi_n = \begin{cases} arctan(-\frac{b_n}{a_n}), & \text{se } a_n > 0; \\ arctan(-\frac{b_n}{a_n}) - \pi, & \text{se } a_n < 0, b_n > 0; \\ arctan(-\frac{b_n}{a_n}) + \pi, & \text{se } a_n < 0, b_n \leq 0; \\ -\pi/2, & \text{se } a_n = 0, b_n > 0; \\ \pi/2, & \text{se } a_n = 0, b_n < 0; \\ \text{arbitrário}, & \text{se } a_n = 0, b_n = 0. \end{cases}$$

Transformada de Fourier

Substituindo as fórmulas de Euler:

$$e^{i\omega_n t} = cos(\omega_n t) + isen(\omega_n t); \tag{2.13}$$

$$cos(\omega_n t) = \frac{e^{i\omega_n t} + e^{-i\omega_n t}}{2}; \tag{2.14}$$

$$sen(\omega_n t) = \frac{e^{i\omega_n t} - e^{-i\omega_n t}}{2i}; \tag{2.15}$$

na série de Fourier (2.3) obtém-se:

$$\sum_{n=-N/2}^{N/2-1} \left(\frac{a_n - ib_n}{2}\right) e^{i\omega_n t},$$

fazendo:

$$Y_n = \frac{a_n - ib_n}{2} \tag{2.16}$$

pode-se representar x_t por:

$$x_t = \sum_{n=-N/2}^{N/2-1} Y_n e^{i\omega_n t}, \tag{2.17}$$

e ainda, aplicando (2.9) e (2.10) em (2.16) e usando a fórmula de Euler (2.13), obtém-se:

$$Y_n = \frac{1}{2}[a_n - ib_n] = \frac{1}{N}\sum_{t=0}^{N-1} x_t[cos(\omega_n t) - isen(\omega_n t)] = \frac{1}{N}\sum_{t=0}^{N-1} x_t e^{-i\omega_n t},$$

onde, Y_n é a transformada de Fourier de x_t, indicada por: $Y_n = \mathcal{F}\{x_t\}$.

Resultando assim, no par de transformadas de Fourier:

$$\begin{cases} Y_n = \frac{1}{N}\sum_{t=0}^{N-1} x_t e^{-i\omega_n t} & Y_n \text{ é a transformada de Fourier de } x_t; \\ x_t = \sum_{n=-N/2}^{N/2-1} Y_n e^{i\omega_n t} & x_t \text{ é a transformada inversa de Fourier de } Y_n. \end{cases}$$

Y_n é também chamada de amplitude complexa na freqüência harmônica $f_n = \frac{n}{N}$ e mede a amplitude de senos e cossenos na freqüência f_n em x_t (Jenkins & Watts,1968).

Substituindo (2.11) e (2.12) em (2.16) e aplicando a fórmula de Euler (2.13), obtém-se:

$$|Y_n| = \frac{A_n}{2}.$$

Espectro de Linhas de Fourier

O gráfico de $\frac{A_n^2}{2}$ contra a freqüência cíclica $f = \frac{n}{N}$, ou contra n (o número do componente harmônico) é chamado de Espectro de linhas de Fourier (Jenkins & Watts, 1968).

2.2.3 Periodograma

O Periodograma é definido segundo Box & Jenkins (1976) como:

$$I(f_n) = \frac{N}{2}(a_n^2 + b_n^2), \qquad n = 1, 2, ..., N/2,$$

onde $I(f_n)$ é chamado de intensidade na freqüência f_n.

2.2.4 Espectro amostral

Espectro amostral é a função $C_{xx}(f)$ definida por:

$$C_{xx}(f) = \frac{N}{2}[a_f^2 + b_f^2].$$

Substituindo (2.9) e (2.10) na equação acima, obtem-se:

$$C_{xx}(f) = \frac{2}{N}\left\{\left[\sum_{t=0}^{N-1} x_t cos(2\pi ft)\right]^2 + \left[\sum_{t=0}^{N-1} x_t sen(2\pi ft)\right]^2\right\}, \qquad (2.18)$$

para a freqüência variando no intervalo contínuo: $\frac{1}{N} \leq f \leq \frac{1}{2}$.

Espectro Amostral-Função de Autocovariância Amostral

Considerando em (2.18) o valor da série x_t menos a sua média $\overline{x}$:

$$C_{xx}(f) = \frac{2}{N}\left\{\left[\sum_{t=1}^{N}[x_t - \overline{x}]cos(2\pi ft)\right]^2 + \left[\sum_{t=1}^{N}[x_t - \overline{x}]sen(2\pi ft)\right]^2\right\}, \qquad (2.19)$$

aplicando a identidade:

$$[\sum_{t=1}^{N} x_t]^2 = \sum_{t=1}^{N} x_t^2 + 2\sum_{u=1}^{N-1}\sum_{t=1}^{N-u} x_t x_{t+u}$$

usando a definição de função de autocovariância amostral dada por (2.1), e desenvolvendo conforme demonstrado em Pereira, *et al.* (1986), fica-se com:

$$C_{xx}(f) = 2\left\{c_{xx}(0) + 2\sum_{u=1}^{N-1} c_{xx}(u)cos(2\pi fu)\right\}. \qquad (2.20)$$

Utilizando, a fórmula de Euler (2.14) e o fato de que $c(u) = c(-u)$, tem-se que:

$$C_{xx}(f) = 2\sum_{u=-(N-1)}^{N-1} c_{xx}(u)e^{-i2\pi fu}, \qquad (2.21)$$

ou seja o espectro amostral é a transformada de Fourier da função de autocovariância amostral. Assim a representação no domínio do tempo da série temporal usando a função de autocovariância é equivalente em termos de informação à representação no domínio da freqüência através do espectro amostral.

Propriedades do espectro amostral

A equação (2.3) é um modelo harmônico para a série x_t, Este modelo está baseado na suposição de que se pode representar a série com exatidão, o que não ocorre na realidade. Um modelo mais realístico é obtido assumindo-se a existência de elementos aleatórios. O que leva a um modelo dado por:

$$x_t = \overline{x} + \sum_{n=1}^{N/2}[(a_n cos(\omega_n t) + b_n sen(\omega_n t)] + z_t,$$

onde o processo z_t é um processo puramente aleatório, com $N(0, \sigma^2)$. Segundo (Pristley, 1981): z_t tem um espectro contínuo e x_t é um modelo de espectro misto, sendo $\left\{\overline{x} + \sum_{n=1}^{N/2}[(a_n cos(\omega_n t) + b_n sen(\omega_n t)]\right\}$ e $\{z_t\}$ processos independentes.

Sejam: $(x_0, x_1, x_2, ..., x_N)$ observações discretas de um processo aleatório puro, com valores independentes e distribuição $N(0, \sigma^2)$, isto é, $x_t = z_t$. Uma vez que os coeficientes de Fourier a_n e b_n são resultantes da combinação linear das variáveis aleatórias $(x_0, x_1, x_2, ..., x_N)$, eles têm, também, distribuição normal, e ainda com média zero, ou seja:

$$E[a_n] = 0 \quad \text{e} \quad E[b_n] = 0,$$

e pode-se verificar que a variância é igual a:

$$Var[a_n] = Var[b_n] = \frac{2\sigma_x^2}{N}.$$

Verifica-se, também, que os coeficientes de Fourier são, variáveis independentes, ou seja, não correlacionadas,

$$Cov[a_n, b_n] = 0.$$

Logo, pode-se escrever as variáveis padronizadas:

$$\frac{N}{2\sigma_x^2} a_n^2 \quad \text{e} \quad \frac{N}{2\sigma_x^2} b_n^2$$

que têm $N(0,1)$, então, conforme se sabe da estatística básica, a variável obtida através de :

$$\left(\frac{N}{2\sigma_x^2} a_n^2 + \frac{N}{2\sigma_x^2} b_n^2 \right)$$

terá uma distribuição qui-quadrado com dois graus de liberdade (χ_2^2).

$$\text{Portanto :} \quad \frac{N(a_n^2 + b_n^2)}{2\sigma_x^2} \quad \text{tem distribuição } \chi_2^2.$$

$$\text{Lembrando que} \quad C_{xx}(f) = \frac{N}{2}(a_f^2 + b_f^2);$$

$$\text{então :} \quad \frac{C_{xx}(f)}{\sigma_x^2} \quad \text{tem distribuição } \chi_2^2.$$

Como,

$$E[\chi_\nu^2] = \nu \text{ e } Var[\chi_\nu^2] = 2\nu,$$

tem-se :

$$E[\frac{C_{xx}(f)}{\sigma_x^2}] = 2 \Rightarrow E[C_{xx}(f)] = 2\sigma_x^2$$

$$Var[\frac{C_{xx}(f)}{\sigma_x^2}] = 4 \Rightarrow Var[C_{xx}(f)] = 4\sigma_x^4.$$

Portanto, se um sinal é puramente aleatório, então o seu espectro amostral tem distribuição qui-quadrado e, no caso de um espectro misto, a distribuição é aproximadamente qui-quadrado. Esta propriedade é utilizada no estabelecimento de intervalos de confiança.

Pode-se demonstrar que espectro amostral $C_{xx}(f)$ de um sinal qualquer, tem ordenadas sucessivas não correlacionadas:

$$Cov[C_{xx}(f_i), C_{xx}(f_j)] = 0 \qquad \text{para } i \neq j.$$

Assim, as ordenadas sucessivas do espectro amostral são independentes, o que explica a sua grande variabilidade. Sua variabilidade, ou melhor, sua variância não diminui mesmo com o aumento do tamanho da amostra, mesmo para $(N \to \infty)$. Este fato é expresso por uma grandeza estatística denominada: inconsistência.

$$\lim_{N \to \infty} Var[C_{XX}(f)] \neq 0.$$

Portanto, o espectro amostral tem a propriedade de ser uma estimativa inconsistente.

2.2.5 Espectro de potência

A estimativa do espectro de potência de uma série x_t qualquer, pode ser obtida através do espectro amostral $C_{xx}(f)$ que é cálculado a partir da análise de Fourier, equação (2.18). Entretanto, o espectro amostral é uma estimativa inconsistente. Dessa forma a análise de Fourier deve ser modificada para que se possa obter uma estimativa espectral mais adequada. Um estimador espectral melhor, é obtido com o alisamento do espectro amostral. Quanto mais um espectro amostral for alisado, menor será sua variância (sua inconsistência) mas, por outro lado, maior será o seu vício. Surge, assim, um outro problema: encontrar uma relação entre variância e vício que resulte em uma boa estimativa.

Para-se obter uma estimativa espectral melhor, a série temporal x_t será considerada a realização de um processo estocástico $X(t)$. Da mesma forma o espectro amostral $C_{xx}(f)$ será considerado uma realização da variável aleatória $C_{XX}(f)$, e também a função de autocovariância amostral $c_{xx}(u)$ uma realização da variável aleatória $c_{XX}(u)$.

Supondo que fosse possível realizar N observações do processo estocástico $X(t)$, poderia-se construir uma população de valores para $C_{XX}(f)$, e assim calcular o valor médio de $C_{XX}(f)$ em (2.21),

$$E[C_{XX}(f)] = 2 \sum_{u=-(N-1)}^{N-1} E[c_{XX}(u)]e^{-i2\pi fu},$$

utilizando o resultado obtido na seção (2.2.1):

$$E[C_{XX}(f)] = 2 \sum_{u=-(N-1)}^{N-1} \left(1 - \frac{|u|}{N}\right) \gamma_{XX}(u)e^{-i2\pi fu}, \tag{2.22}$$

onde $\gamma_{XX}(u)$ é a função de autocovariância de $X(t)$.

Segundo Box & Jenkins (1976) o espectro de potência é definido por:

$$p(f) = \lim_{N\to\infty} E[C_{XX}(f)] = 2 \sum_{u=-(N-1)}^{N-1} \gamma_{XX}(u)e^{-i2\pi fu}. \tag{2.23}$$

Portanto, o espectro de potência, também chamado de espectro teórico ou simplesmente espectro, é a transformada de Fourier da função de autocovariância. Nota-se que o espectro de potência $p(f)$ é também o limite do espectro amostral $C_{XX}(f)$ para $N \to \infty$.

Para sinais puramente determinísticos a convergência de $C_{xx}(f)$ para $p(f)$ é suave, isto porque um registro com comprimento maior terá um espectro amostral mais liso, isto é, com menor variância, do que o obtido de um registro com comprimento menor.

Entretanto, para séries temporais reais, com espectro misto, constituídas em parte por elementos aleatórios, o espectro amostral $C_{xx}(f)$ obtido de um registro de comprimento maior é tão flutuante quanto aquele obtido de um registro de comprimento menor, isso porque, $C_{xx}(f)$ não fornece uma estimativa consistente do espectro. Por

outro lado, a equação (2.23) mostra que, o espectro amostral $C_{XX}(f)$ é uma estimativa assintoticamente não viciada do espectro teórico $p(f)$.

2.2.6 Janelas temporais e espectrais

Tendo em vista o carácter inconsistente da estimativa do espectro amostral $C_{XX}(f)$ deve-se utilizar uma outra definição para o estimador espectral no qual a sua variância possa ser controlada. Este estimador é chamado de Estimador Espectral Suavizado. O processo de diminuir a variância acarreta um aumento do vício, tornando necessário estabelecer um compromisso que satisfaça as duas exigências da melhor forma.

Estimadores espectrais suavizados

É razoável esperar que uma estimativa do espectro deva ser obtida de (2.22) e (2.23) pela substituição da autocovariância teórica $\gamma_{XX}(u)$ pela sua estimativa $c_{XX}(u)$. Isso corresponderia considerar $\overline{C}_{XX}(f)$ como uma estimativa de $p(f)$.

$$\overline{C}_{XX}(f) = 2 \sum_{u=-(N-1)}^{N-1} c_{XX}(u)(1 - \frac{|u|}{N})e^{-i2\pi fu}.$$

A definição de estimador espectral suavizado (ou alisado) surge naturalmente desta última equação que expressa a tranformada de Fourier do produto da função $c_{XX}(u)$ com a função:

$$w(u) = \begin{cases} 1 - \frac{|u|}{N} & \text{se } |u| \leq N \\ 0 & \text{se } |u| > N. \end{cases}$$

Portanto:

$$\overline{C}_{XX}(f) = 2 \sum_{u=-(N-1)}^{N-1} c_{XX}(u)w(u)e^{-i2\pi fu} \tag{2.24}$$

ou

$$\overline{C}_{XX}(f) = \mathcal{F}\{c_{XX}(u)w(u)\},$$

usando o fato de que

$$C_{XX}(f) = \mathcal{F}\{c_{XX}(u)\},$$

considerando:

$$W(f) = \mathcal{F}\{w(u)\}$$

e, ainda, aplicando o Teorema da Convolução, tém-se:

$$\mathcal{F}\{c_{XX}(u)w(u)\} = (C_{XX}(f) \star W(f)),$$

logo:

$$\overline{C}_{XX}(f) = \mathcal{F}\{c_{XX}(u)w(u)\} = (C_{XX}(f) \star W(f)). \tag{2.25}$$

De um modo geral um estimador espectral suavizado $\overline{C}_{XX}$ é qualquer estimador do tipo:

$$\overline{C}_{XX}(f) = C_{XX}(f) \star W_M(f),$$

$$\overline{C}_{XX}(f) = \mathcal{F}\{c_{XX}(u).w_M(u)\}.$$

As funções $W_M(f)$ e $w_M(u)$ são chamadas respectivamente de janela espectral e janela temporal, M é o ponto de truncamento.

Janelas temporais e espectrais

A aplicação de janela corresponde a uma multiplicação no domínio do tempo e a uma convolução no domínio da freqüência, esse processo implica em um certo alisamento do espectro. Diferentes janelas e diferentes pontos de truncamento, causam diferentes alisamentos. As janelas mais comumente usadas são as seguintes:

- Janela Retangular (Box-Car):

  No domínio do Tempo

$$w_M(u) = \begin{cases} 1 & \text{, se, } |u| \leq M \\ 0 & \text{, se, } |u| > M \end{cases}$$

  No domínio da Freqüência

$$W_M(f) = \frac{sen(2\pi f M)}{\pi f} \qquad -\infty \leq f \leq +\infty$$

- **Janela de Bartlett:**

No domínio do Tempo

$$w_M(u) = \begin{cases} 1 - \frac{|u|}{M} & \text{, se, } |u| \leq M \\ 0 & \text{, se, } |u| > M \end{cases}$$

No domínio da Freqüência

$$W_M(f) = M\left(\frac{sen(\pi f M)}{\pi f M}\right)^2 \qquad -\infty \leq f \leq +\infty$$

- Janela de Tukey:

No domínio do Tempo

$$w_M(u) = \begin{cases} \frac{1}{2}\left[1 + cos(\frac{\pi u}{M})\right] & \text{, se,} |u| \leq M \\ 0 & \text{, se, } |u| > M \end{cases}$$

No domínio da Freqüência

$$W_M(f) = \frac{sen(2\pi f M)}{2\pi f} \cdot \left(\frac{1}{1 - (2fM)^2}\right) \qquad -\infty \leq f \leq +\infty$$

- Janela Parzen:

No domínio do Tempo

$$w_M(u) = \begin{cases} 1 - 6(\frac{|u|}{M})^2 + 6(\frac{|u|}{M})^3 & \text{, se, } |u| \leq M/2 \\ 2(1 - \frac{|u|}{M})^3 & \text{, se, } M/2 < |u| \leq M \\ 0 & \text{, se, } |u| > M \end{cases}$$

No domínio da Freqüência

$$W_M(f) = \frac{3}{4}M\left(\frac{sen\pi f M/2}{\pi f M/2}\right)^4 \qquad -\infty \leq f \leq +\infty.$$

Propriedades das janelas

A escolha da janela espectral a ser utilizada, deve recair sobre aquela que torne a estimativa espectral estatisticamente mais eficiente (mais consistente) e menos viciada.

Feita a escolha da janela, deve-se decidir qual será o valor do ponto de truncamento M. Tomando o ponto de truncamento M pequeno, consegue-se diminuir a variância das estimativas. Entretanto, concomitante ao decréscimo da variância, ocorre um aumento do vício. As deduções das expressões aproximadas para vício e variância de vários estimadores espectrais alisados podem ser encontrados em (Jenkins & Watts, 1968).

O vício de um estimador espectral alisado do espectro amostral $B(f)$ é dado por:

$$B(f) = E[\overline{C}_{XX}(f)] - p(f).$$

Por exemplo, para a Janela Espectral de Tukey:

o vício é:

$$\frac{0,063}{M^2}\frac{d^2}{df^2}p(f) + o[M^{-4}]$$

e a variância é:

$$0,750 \times \frac{M}{N} \times p(f).$$

Observa-se pelas expressões acima que para valores crescentes do ponto de truncamento M, o vício diminui e a variância aumenta. Para que o vício diminua, deve-se aumentar o valor de M, mas para que isso não cause um aumento da variância, deve-se procurar manter a relação $\frac{M}{N}$ suficientemente pequena, o que só é possível com um registro muito longo.

Em suma:

O uso de M grande (janela larga) produz mais detalhes, isto é, melhor resolução no espectro obtido, com menor vício, porém com maior variância.

O uso de M pequeno levará a uma melhor estabilidade (menor variância), fazendo com que o alisamento espectral se estenda a um largo intervalo de freqüência, mas aumentando o vício.

Com relação à janela a ser utilizada, se a análise requer estimativas de amplitudes o mais próximo possível dos valores reais, deve-se escolher a janela de Parzen, mas se for desejável a localização de picos com vista a determinação de características periódicas a janela deve ser a de Tukey (Leite,1983).

Propriedades das janelas

a) Razão de variância

A razão de variância informa o quanto diminui a variância do estimador do espectral após ter sido alisado. Quanto menor a variância do estimador, maior será a certeza nos valores das amplitudes em um espectro.

Considerando I o valor comum das integrais:

$$I = \int_{-\infty}^{+\infty} w_m^2(u)du$$

$$I = \int_{-\infty}^{+\infty} W_m^2(f)df,$$

a relação I/N é definida como a razão de variância. Jenkins & Watts (1968, p.252), demonstram que I/N representa a redução proporcional na variância como resultado do uso do estimador alisado, em relação à variância do estimador natural do espectro.

Por exemplo, considerando o ponto de truncamento $M = 0,1N$ e a janela escolhida a de Tukey, então:

$$I = \int_{-M}^{+M} \left\{\frac{1}{2}\left[1 + cos(\frac{\pi u}{M})\right]\right\}^2 du = \frac{3}{4}M,$$

assim:

$$\text{Razão de variância} = \frac{I}{N} = \frac{3}{4}\frac{M}{N} = 0.750\frac{M}{N} = 0,750\frac{(0,1N)}{N} = 0,750 \times 0,1 = 0,075.$$

Desta forma a variância do estimador alisado é reduzida a $7,5\%$ da variância do espectro amostral, tomando-se o ponto de truncamento como sendo de 10% do comprimento da série.

b) Largura da janela espectral

A exata localização do pico no espectro depende da largura da janela espectral β. Valores grandes de β (uma grande largura) podem levar a uma baixa resolução do espectro (um grande alisamento), fazendo com que picos de freqüência próximas não sejam discriminados.

A largura da banda β, de uma janela espectral é dada por Jenkins & Watts (1968):

$$\beta = \frac{1}{I}.$$

$$\beta = \frac{1}{I} = \frac{1}{0,750M} = \frac{1,33}{M}$$

O valor de β para a janela de Tukey é de $\frac{1,33}{M}$.

Registro com comprimento finito

Outro problema que surge em séries de dados reais é que estas são necessariamente limitadas e, em conseqüência disso, o espectro teórico não poderá jamais ser conhecido, mesmo que a série seja puramente determinística. Båth (1974) e Jenkins & Watts (1968), demonstram de forma instrutiva as conseqüências do truncamento.

O uso de janelas é inevitável. Não usar uma janela particular é equivalente a aplicar uma janela retangular ("box-car"). Portanto, em adição aos efeitos do alisamento deve-se considerar também os efeitos provocados pelo inevitável truncamento da série. Truncar a série é o mesmo que submeter o seu espectro a uma janela espectral com grandes lobos laterais. Quando o espectro é submetido a uma janela com estas características durante o processo de convolução, algumas amplitudes do espectro podem ser seriamentes alteradas por valores de outras amplitudes em freqüências afastadas, especialmente se houver coincidência da posição dos lobos laterais, com as amplitudes correspondentes a essas freqüências afastadas. Além disso a existência de lobos laterais negativos produz vazamento espectral ("leakage"), que corresponde

a uma perda aparente de amplitude ou energia do sinal. O ideal seria uma janela espectral com um estreito lobo central e insignificantes lobos laterais. No limite esta janela ideal é representada pela função $\delta(\omega)$.

Através de modificações na forma da janela temporal $w(t)$, pode-se obter as qualidades desejáveis da janela espectral $W(f)$, entretanto a completa eliminação dos indesejáveis efeitos do truncamento é impossível.

Em suma, a razão de se usar estes alisadores de espectro deve-se em parte à eliminação (ou ao menos diminuição) da variância e em parte à eliminação dos efeitos dos lobos laterais introduzidos pela janela temporal retangular "box-car".

2.2.7 Métodos para o cálculo do espectro

Pode-se calcular o espectro alisado por dois métodos distintos: fazendo uma convolução no domínio da freqüência da estimativa natural do espectro amostral $C_{xx}(f)$ com a janela espectral ecolhida $W_M(f)$, ou calculando a transformada de Fourier do produto entre a estimativa de função de autocovariância e a janela temporal.

O primeiro método é chamado de método direto do cálculo do espectro que dispensa o cálculo preliminar da função de autocovariância, a convolução é feita usando o estimador do espectro amostral dado por (2.18). O segundo método recebe o nome de método indireto.

A seguir são apresentadas as expressões que permitem a aplicação de ambos os métodos.

Método direto ou método do periodograma

O método direto baseia-se no cálculo direto da transformada de Fourier da série temporal. Na forma digital as fórmulas são as seguintes:

- Transformada cosseno:

$$a_n = \frac{2}{N}\sum_{t=0}^{N-1} x_t cos\frac{2\pi nt}{N}. \tag{2.26}$$

- **Transformada seno:**

$$b_n = \frac{2}{N}\sum_{t=0}^{N-1} x_t sen\frac{2\pi nt}{N}. \tag{2.27}$$

- Transformada complexa de Fourier:

$$Y_n = \frac{1}{2}(a_n - ib_n). \tag{2.28}$$

- Espectro de amplitude:

$$|Y_n| = \frac{1}{2}\sqrt{a_n^2 + b_n^2}. \tag{2.29}$$

- Periodograma:

$$I(f_n) = \frac{N}{2}(a_n^2 + b_n^2). \tag{2.30}$$

- Espectro Amostral:

$$C_{xx}(f) = \frac{N}{2}(a_f^2 + b_f^2). \tag{2.31}$$

- Espectro de fase:

$$tan\phi(\omega) = -\frac{b(\omega)}{a(\omega)}. \tag{2.32}$$

Estas fórmulas fornecem as ferramentas necessárias para a aplicação do método direto.

O método direto fornece o espectro de fase $\Phi(\omega)$, o qual não é obtido pelo método indireto.

Método indireto

A equação utilizada na aplicação do método indireto, é obtida a partir da combinação das equações (2.24) e (2.14) resultando em:

$$\overline{C}_{xx}(f) = 2\left\{c_{xx}(0) + 2\sum_{u=1}^{M-1} c_{xx}(u)w_M(u)cos(2\pi fu)\right\}, \tag{2.33}$$

com $0 \leq f \leq \frac{1}{2}$, onde M é o ponto de truncamento da janela temporal $w_M(u)$.

2.2.8 Intervalos de confiança

Segundo Jenkins & Watts (1968), a distribuição de $\overline{C}_{XX}(f)$ pode ser aproximada pela função distribuição de probabilidade $a\chi^2_\nu$, ou seja, o estimador espectral suavizado tem uma distribuição aproximada qui-quadrado, com a e ν desconhecidos, para determiná-los assume-se que os dois primeiros momentos de $\overline{C}_{xx}(f)$ são dados por:

$$E[\overline{C}_{xx}(f)] = a\nu,$$

$$Var[\overline{C}_{xx}(f)] = 2a^2\nu.$$

Resolvendo para a e ν:

$$a = \frac{E[\overline{C}_{xx}(f)]}{\nu}$$

com

$$E[\overline{C}_{xx}(f)] \approx p(f)$$

$$a \approx \frac{p(f)}{\nu}$$

e

$$\nu = \frac{2\{E[\overline{C}_{xx}(f)]\}^2}{Var[\overline{C}_{xx}(f)]}.$$

Jenkins & Watts (1968, p.251), demonstram que a variância de um estimador espectral alisado é dada por:

$$Var[\overline{C}_{XX}(f)] \approx p^2(f).\frac{I}{N},$$

então:

$$\nu \approx \frac{2\{p(f)]\}^2}{\{p(f)\}^2 I/N} = 2\frac{N}{I}. \tag{2.34}$$

Para N e M conhecidos o valor do número de graus de liberdade ν é dado por:

$$\nu \approx 2\frac{N}{I}.$$

ν está associado com a janela espectral (ou temporal) escolhida, sendo aproximadamente igual ao dobro do inverso da Razão de Variância.

Por exemplo:

A Razão de variância I/N para a janela de Tukey $= 0.75\frac{M}{N}$, então o número de graus de liberdade será:

$$\nu \approx 2\frac{N}{0,75M} = 2,667\frac{N}{M}.$$

Intervalo de confiança para o espectro

Se $\overline{C}_{xx}(f)$ é uma estimativa suavizada do espectro efetuada com ν graus de liberdade, e se $p(f)$ representa o espectro teórico, então, a variável aleatória $\frac{\nu\overline{C}_{xx}(f)}{p(f)}$ tem uma distribuição qui-quadrado com ν graus de liberdade: χ^2_ν.

Sabendo disso pode-se determinar os limites de confiança (intervalo de confiança) para $p(f)$ com o nível de significância $100(1-\alpha)\%$ escolhido.

Se desejamos estimar $p(f)$ com $100(1-\alpha)\%$ de confiança, devemos supor que a variável aleatória $\frac{\nu\overline{C}_{xx}(f)}{p(f)}$ deva estar contida no intervalo:

$$\left[\chi^2_\nu(\alpha/2), \chi^2_\nu(1-(\alpha/2))\right].$$

A probabilidade da variável aleatória $\frac{\nu\overline{C}_{xx}(f)}{p(f)}$ estar neste intervalo é dada por:

$$P\left\{\chi^2_\nu(\alpha/2) \leq \frac{\nu\overline{C}_{xx}(f)}{p(f)} \leq \chi^2_\nu(1-(\alpha/2))\right\} = (1-\alpha),$$

desenvolvendo a inequação sugerida, obtém-se:

$$\frac{\nu\overline{C}_{xx}(f)}{\chi^2_\nu(1-(\alpha/2))} \leq p(f) \leq \frac{\nu\overline{C}_{xx}(f)}{\chi^2_\nu(\alpha/2)}.$$

Esta última desigualdade corresponde ao intervalo:

$$\left[\frac{\nu\overline{C}_{xx}(f)}{\chi^2_\nu(1-(\alpha/2))}, \frac{\nu\overline{C}_{xx}(f)}{\chi^2_\nu(\alpha/2)}\right],$$

que tem comprimento:

$$L = \frac{\nu\overline{C}_{xx}(f)}{\chi^2_\nu(\alpha/2)} - \frac{\nu\overline{C}_{xx}(f)}{\chi^2_\nu(1-(\alpha/2))},$$

calculando o logarítmo decimal na última expressão temos:

$$Log(L) = Log\left(\frac{\chi^2_\nu(1-(\alpha/2))}{\chi^2_\nu(\alpha/2)}\right).$$

Assim se o espectro estimado for traçado sobre uma escala logarítmica, o intervalo de confiança poderá ser indicado por uma única linha vertical.

Portanto, $p(f)$ deverá estar $100(1-\alpha)\%$ das vezes no intervalo

$$\left[\frac{\nu\overline{C}_{xx}(f)}{\chi^2_\nu(1-(\alpha/2))}, \frac{\nu\overline{C}_{xx}(f)}{\chi^2_\nu(\alpha/2)}\right],$$

cujo logarítmo decimal do comprimento vale:

$$Log(L) = Log\left(\frac{\chi^2_\nu(1-(\alpha/2))}{\chi^2_\nu(\alpha/2)}\right).$$

2.2.9 Teste do Ruído Branco

Na análise espectral muitas vezes é necessário verificar qual a importância da aleatoriedade em uma série observada ou até mesmo decidir se uma série temporal pode ser considerada a realização de um processo completamente aleatório. Para ajudar nesta decisão aplica-se o Teste do Ruído Branco. Este não é um teste usado para detectar picos de periodicidade, mas para estimar a participação de efeitos aleatórios na série.

O ruído branco z_t é um processo completamente aleatório. O termo ruído branco é dado em analogia com o espectro óptico da luz branca, o qual tem todas as freqüências ópticas presentes com aproximadamente mesma intensidade. Tais processos apresentam-se como uma série de números aleatórios, com a propriedade de não estarem correlacionados. Esta aleatoriedade implica na existência de uma função de autocovariância característica:

$$\gamma_{zz}(u) = \begin{cases} \sigma_z^2, & u = 0 \\ 0, & u = 1, 2, \ldots \end{cases}$$

e consequentemente um valor constante é encontrado quando se estima o espectro de tal processo,

$$p(f) = \lim_{N\to\infty} E[C_{zz}(f)] = \lim_{N\to\infty}\left[\sum_{u=-(N-1)}^{N-1} \gamma_{zz}(u)\left(1-\frac{|u|}{N}\right)e^{-i2\pi fu}\right] = \sum_{u=-\infty}^{+\infty}\gamma_{zz}(u)e^{-i2\pi fu}$$

$$p(f) = \sigma_z^2.$$

Espectro integrado

Seja $p(f)$ o espectro de um processo estocástico qualquer. Define-se espectro integrado por:

$$EI_{xx}(f_n) = \int_{f_0}^{f_{N/2}} p(g)dg, \tag{2.35}$$

onde $f_0 = 0$, f_1 representa a freqüência fundamental $\frac{1}{N}$, e $f_{N/2}$ a freqüência de Nyquist igual a $\frac{1}{2}$. Usando o espectro amostral $C_{xx}(f)$ dado por (2.18) como uma estimativa de $p(f)$, podemos escrever (2.35) como:

$$EI_{xx}(f_n) = \frac{1}{N}\sum_{n=0}^{N/2} C_{xx}(f_n). \tag{2.36}$$

Na prática, usa-se normalizar o espectro integrado dividindo $EI_{xx}(f_n)$ por σ_x^2, fazendo deste modo, $EI_{xx}(\frac{1}{2}) = 1$. Entretanto σ_x^2 não é conhecido e deve ser substituído pelo seu estimador s_x^2 (variância amostral). Assim sendo, a forma final do espectro integrado será:

$$\frac{EI_{xx}(f_n)}{s_x^2} = \frac{1}{Ns_x^2}\sum_{n=1}^{N/2} C_{xx}(f_n). \tag{2.37}$$

Espectro integrado do ruído branco

Considerando z_t um ruído branco, seu espectro integrado será:

$$EI_{zz}(f_n) = \int_{f_0}^{+f_{N/2}} \sigma_z^2 dg = \sigma_z^2 f_n|_0^{1/2}. \tag{2.38}$$

O espectro de um processo ruído branco verdadeiro é uma linha reta horizontal, ou seja, a energia está uniformemente distribuída sobre todas as freqüências, consequentemente, o seu espectro integrado, normalizado pela variância, será a reta $(0,0)$, $(1/2,1)$.

O critério do teste

Um gráfico característico do espectro integrado em função da freqüência, consiste em pontos espalhados ao redor da reta $(0,0),(1/2,1)$. Desta forma com o uso das equações (2.18) e (2.37), pode-se estimar o quanto um processo estocástico qualquer se assemelha a uma série aleatória pela simples verificação gráfica.

Para julgar de uma forma mais precisa o quanto o espectro integrado obtido afasta-se do espectro teórico do ruído branco, um teste de significância, desenvolvido por Kolmogorov e Smirnov (Morettin *et al.*, 1984), pode ser usado. Este consiste em construir retas de significância traçadas a partir de

$$\pm\frac{\lambda}{(\frac{N}{2}-1)^{1/2}}$$

sobre a linha teórica do ruído branco, onde λ vale 1.02 e 1.36 respectivamente para uma probabilidade de 75% e 95% de certeza na estimativa.

2.2.10 O Teste de Fisher e a extensão de Whittle

O propósito fundamental da análise espectral de séries temporais é a determinação de periodicidades. Algumas vezes a identificação de periodicidades pode ser feita, seguramente, através de uma simples inspeção visual do periodograma, nos casos em que é evidente a significância de alguns picos espectrais. Mas é de se esperar que em algum ponto do periodograma os picos deixem de ter significado físico determinístico, e passem a refletir simplesmente flutuações aleatórias "ruídos". Isso acontece porque, obviamente, nem todos os picos do periodograma são necessáriamente causados pela

existência de termos harmônicos. Torna-se, então, necessário a aplicação de testes de hipóteses estatísticas para decidir se um pico do periodograma implica na presença de um termo periódico ou não.

Um teste de significância muito utilizado em análise harmônica é o Teste de Fisher, proposto por Fisher (1929) como um teste de significância para o maior pico do periodograma. Este teste foi posteriormente estendido por Whittle (1952) para determinar a existência de outras componentes periódicas em uma série de tempo.

O Teste de Fisher

Seja a série de tempo $x_t = x_0, x_1, ..., x_N$. A amplitude A_n do n-ésimo componente harmônico é dada por:

$$A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}.$$

A estatística do teste é a maior ordenada do periodograma dividida pela soma dos valores de todas as ordenadas.

$$g^{(1^{\underline{a}})} = \frac{A^2_{(1^{\underline{a}}\text{maior})}}{\sum_{n=1}^{N/2} A_n^2} = \frac{(a_n^2 + b_n^2)_{(1^{\underline{a}}\text{maior})}}{\sum_{n=1}^{N/2}(a_n^2 + b_n^2)} \tag{2.39}$$

onde:

$$A^2_{(1^{\underline{a}}\text{maior})} = \text{Máximo } (A_n,\ n = 0, 1, ..., \tfrac{N}{2}).$$

Os A_n^2 são as ordenadas do periodograma nas freqüências de Fourier: $\omega_n = \frac{2\pi n}{N}$.

Fisher (1929) demostrou que a probabilidade, P, de que $g^{(1^{\underline{a}})}$ exceda um certo parâmetro g é:

$$P = m(1-g)^{m-1} - \binom{m}{2}(1-2g)^{m-1} + ... + (-1)^{k-1}(1-kg)^{m-1} \tag{2.40}$$

onde $m = \frac{N}{2}$ é o número de graus de liberdade e k é o maior inteiro menor que $\frac{1}{g}$. Na demonstração apresentada por Fisher é utilizado um argumento geométrico.

Na prática, os valores de g podem ser calculados utilizando-se somente o primeiro termo da equação (2.40), a diferença entre o valor assim calculado e o valor exato só

ocorre a partir da 4ª casa decimal.

$$P = m(1-g)^{m-1} \Rightarrow g = 1 - \left(\frac{P}{m}\right)^{\frac{1}{m-1}} \tag{2.41}$$

Os valores "g" críticos calculados são percentis da sua distribuição estatística. Para um determinado nível de significância (α) os valores de g são submetidos à hipótese nula de que a série é constituída de variáveis aleatórias independentes (ruídos) ou seja, de que a série não tem periodicidade.

H_0: a série não tem periodicidade ;

$$P(\text{erro I}) = P(g^{(1^{\underline{a}})} > g_{\text{crítico}} | H_0 \text{ é verdadeira }) = \alpha \Leftrightarrow g_{\text{crítico}} = 1 - \left(\frac{\alpha}{m}\right)^{\frac{1}{m-1}}.$$

O critério de decisão é o seguinte:

Se $g^{(1^{\underline{a}})} > g_{\text{crítico}}$ então, H_0 é rejeitada, ou seja, assume-se que a série tem periodicidade na freqüência correspondente à ordenada $A^2_{(1^{\underline{a}}\text{maior})}$ com $(1-\alpha) \times 100\%$ de significância.

Extensão de Whittle do Teste de Fisher

Whittle(1952) estendeu o Teste de Fisher para outras componentes harmônicas de uma série temporal. Ele sugeriu que pode-se testar as seguintes maiores ordenadas, subtraindo o termo $A^2_{(1^{\underline{a}}\text{maior})}$ do denominador de (2.39) e substituindo m por $(m-1)$ em (2.41).

Consideremos as ordenadas do periodograma A^2 nas freqüência de Fourier de uma série temporal x_t, colocada em ordem decrescente de magnitude:

$$A^2_{(1^{\underline{a}}\text{maior})}, A^2_{(2^{\underline{a}}\text{maior})}, A^2_{(3^{\underline{a}}\text{maior})}, \cdots$$

Pode-se, então, testar uma a uma estas ordenadas até chegarmos àquela que não seja mais significativa. Por exemplo:

Teste para a 1ª maior ordenada:

calcula-se a estatística

$$g^{(1^{\underline{a}})} = \frac{A^2_{(1^{\underline{a}}\text{maior})}}{\sum_{n=1}^{m} A_n^2},$$

calcula-se a distribuição de Fisher

$$g^{(1^{\underline{a}})}_{\text{crítico}} = 1 - \left(\frac{\alpha}{m}\right)^{\frac{1}{m-1}},$$

verifica-se se $A^2_{(1^{\underline{a}}\text{maior})}$ corresponde a um componente periódico da série, isto é:

$$g^{(1^{\underline{a}})} > g^{(1^{\underline{a}})}_{\text{crítico}}.$$

Teste para a $2^{\underline{a}}$ maior ordenada:

calcula-se a estatística

$$g^{(2^{\underline{a}})} = \frac{A^2_{(2^{\underline{a}}\text{maior})}}{[\sum_{n=1}^{m} A_n^2] - A^2_{(1^{\underline{a}}\text{maior})}},$$

calcula-se a distribuição de Fisher

$$g^{(2^{\underline{a}})}_{\text{crítico}} = 1 - \left(\frac{\alpha}{m-1}\right)^{\frac{1}{m-2}},$$

verifica-se se:

$$g^{(2^{\underline{a}})} > g^{(2^{\underline{a}})}_{\text{crítico}}.$$

E assim sucessivamente até atingirmos a r-ésima ordenada que não seja significativa, isto é, $g^{(r^{\underline{a}})} < g^{(r^{\underline{a}})}_{\text{crítico}}$. As ordenadas que forem menores ou iguais a esta, serão todas reprovadas pelo teste . Desta forma pode-se detectar todos os componentes periódicos de uma série que estiverem dentro de um certo nível de significância.

2.2.11 Análise espectral bivariada

Funções amostrais de covariância e correlação cruzadas

Sejam x_t e y_t, duas séries temporais estacionárias, amostradas simultaneamente. As estimativas das funções de covariância cruzada destas duas séries são dadas por:

$$c_{xy}(u) = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N-u}(x_t - \overline{x})(y_{t+u} - \overline{y}) \ , \ 0 \leq u \leq N-1 \ ,$$

$$c_{yx}(u) = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N-u}(y_t - \overline{y})(x_{t+u} - \overline{x}) \ , \ 0 \leq u \leq N-1 \ .$$

A função de covariância cruzada ao contrário da função de autocovariância, não é uma função par, isto é: $c_{xy}(u) \neq c_{yx}(u)$.

As estimativas das funções de correlação cruzada são obtidas por:

$$r_{xy}(u) = \frac{c_{xy}(u)}{\sqrt{c_{xx}(0)c_{yy}(0)}},$$

$$r_{yx}(u) = \frac{c_{yx}(u)}{\sqrt{c_{xx}(0)c_{yy}(0)}}.$$

Estas funções estimam a correlação entre as séries x e y em "lags" diferentes e têm as seguintes propriedades:

a) $r_{xy}(u) = r_{yx}(-u)$;

b) $|r_{xy}(u)| \leq 1$ e $|r_{yx}(u)| \leq 1$.

Os valores de $r_{xy}(0)$ ou $r_{yx}(0)$ não são necessariamente iguais a um. Mostra-se que os estimadores das funções de covariância e correlação cruzada, são assintoticamente não viciados e consistentes e, ainda, que as estimativas sucessivas são autocorrelacionadas, Pereira *et al.* (1986).

Espectro cruzado

Define-se o espectro cruzado como sendo a transformada de Fourier da função de covariância cruzada $\gamma_{xy}(u)$:

$$p_{xy}(f) = \sum_{u=-(N-1)}^{N-1} \gamma_{xy}(u) e^{-i2\pi fu}, \tag{2.42}$$

Como $\gamma_{xy}(u)$ não é uma função par, $p_{xy}(f)$ é uma função complexa, que pode ser escrita como:

$$p_{xy}(f) = L_{xy}(f) - iQ_{xy}(f), \tag{2.43}$$

onde $L_{xy}(f)$ e $Q_{xy}(f)$ são funções reais, denominadas, respectivamente: co-espectro e espectro de quadratura. Estas funções são estimadas pelas equações :

- Co-espectro: é a parte real do espectro cruzado,

$$\overline{L}_{xy}(f) = 2\left\{ l_{xy}(0) + 2\sum_{u=1}^{M-1} l_{xy}(u) w_M(u) cos(2\pi fu) \right\}, \tag{2.44}$$

  onde: $l_{xy}(u) = \frac{1}{2}\{c_{xy}(u) + c_{yx}(u)\}$ é a parte par da função de covariância cruzada.

- Espectro de quadratura: é a parte complexa do espectro cruzado,

$$\overline{Q}_{xy}(f) = 4\left\{ \sum_{u=1}^{M-1} q_{xy}(u) w_M(u) sen(2\pi fu) \right\}, \tag{2.45}$$

  onde: $q_{xy}(u) = \frac{1}{2}\{c_{xy}(u) - c_{yx}(u)\}$ é a parte ímpar da função de covariância cruzada.

Nas equações (2.44) e (2.45), M é o ponto de truncamento e w_M é a janela de atraso.

A partir do espectro cruzado, podem ser obtidas três funções diferentes que fornecem importantes informações sobre a dependência entre as séries (x e y). Estas funções são: amplitude do espectro cruzado, o espectro de fase e o espectro de coerência ao quadrado.

A amplitude da estimativa alisada do espectro cruzado é dada por:

$$\overline{A}_{xy}(f) = \sqrt{\overline{L}^2_{xy}(f) + \overline{Q}^2_{xy}(f)}.$$

A estimativa alisada do espectro de fase é dada por:

$$\overline{F}_{xy}(f) = arctan\left(-\frac{\overline{Q}_{xy}(f)}{\overline{L}_{xy}(f)}\right),$$

esta estimativa mede a diferença de fase (atraso no tempo) entre os componentes harmônicos das duas séries em cada freqüência. Se não há atraso a fase é zero.

A estimativa alisada do espectro de coerência ao quadrado é dada por:

$$\overline{K}^2_{xy}(f) = \frac{\overline{A}^2_{xy}(f)}{\overline{C}_{xx}(f)\overline{C}_{yy}(f)},$$

com: $0 \leq \overline{K}^2_{xy}(f) \leq 1$.

$\overline{K}^2_{xy}(f)$ mede a correlação linear entre os componentes harmônicos das séries x e y em cada freqüência. Quanto mais próximo $\overline{K}^2_{xy}(f)$ está de 1 em uma certa freqüência f_i, maior é a correlação linear entre os dois sinais na freqüência f_i. Se a coerência é muito baixa, em uma certa freqüência, então os componentes dos dois sinais nesta freqüência não estão correlacionados, consequentemente não tem sentido investigar qual é a diferença de fase entre os componentes.

Nível de significância para a estimativa alisada da coerência

O nível de significância de 95% para a estimativa alisada da coerência ao quadrado é calculada através da expressão (Julian, 1975; Thompson, 1979):

$$K^2 = 1 - (0,005)^{\frac{1}{(\nu/2-1)}},$$

onde ν é o número de graus de liberdade, que, no caso da janela de Tukey, é dado por:

$$\nu \approx 2,667\frac{N}{M}.$$

2.2.12 Método espectral das componentes rotatórias

O método das componentes rotatórias é aplicado na análise de séries temporais vetorias. As componentes: $u(t)$ e $v(t)$ do vetor velocidade de corrente $\vec{V}(t)$ são assumidas como processos estocásticos estacionários contínuos e com média zero.

Se $C_{uu}(f)$ e $C_{vv}(f)$ são os espectros amostrais das séries temporais $u(t)$ e $v(t)$, respectivamente, então de acordo com Mooers (1975), pode-se mostrar que o espectro horário é dado por :

$$E_{(+)}(f) = \frac{1}{8}\left[C_{uu}(f) + C_{vv}(f) - 2\overline{Q}_{uv}(f)\right],$$

e o espectro anti-horário é dado por

$$E_{(-)}(f) = \frac{1}{8}\left[C_{uu}(f) + C_{vv}(f) + 2\overline{Q}_{uv}(f)\right],$$

onde $\overline{Q}_{uv}(f)$ é o espectro de quadratura entre as séries $u(t)$ e $v(t)$, dado por (2.45).

2.3 Seiches

Os seiches são oscilações livres e estacionárias que ocorrem em corpos de água fechados ou parcialmente fechados tais como: lagos, estuários, enseadas, baías e golfos. O termo seiche teve a sua origem, provavelmente, relacionada às oscilações que ocorrem em lagos, deixando parte de suas margens eventualmente seca ("sèche", em Francês) daí a origem da palavra. Este termo foi durante muito tempo usado para caracterizar as variações do nível d'água em lagos. Só posteriormente a palavra seiche foi também empregada para descrever as oscilações livres e estacionárias que ocorrem em outros corpos de água, maiores ou menores (Lisitzin, 1974).

As primeiras investigações sobre este fenômeno foram feitas pelo físico suíço F.A. Forel, através de observações sistemáticas da variação do nível d'água no lago de Genebra em 1869. Seu trabalho, publicado em 1895, deu início às investigações sobre seiches não somente em outros lagos mas também em outros corpos de água.

Os seiches têm um período natural de oscilação livre que depende das dimensões horizontais, da profundidade da bacia e do número de nodos da onda estacionária.

Em condições naturais, os principais mecanismos de geração de seiches são os seguintes:

(1) a passagem de perturbações atmosféricas provocando a excitação do corpo d'água;

(2) súbitas variações de pressão atmosférica;

(3) o retorno ao nível de equilíbrio de uma certa quantidade de água previamente empilhada pela ação do vento sobre a superfície;

(4) choques de pressão produzidos por rajadas de vento sobre a superfície do corpo d'água;

(5) co-oscilação com corpos d'água adjacentes;

Uma das formas de geração de seiches em lagos com um formato retangular alongado, ocorre quando o vento, soprando durante um longo período de tempo sobre a superfície de maneira a empilhar água em uma das extermidades, subitamente muda de direção ou diminui de intensidade. Nesse momento, tem início um movimento oscilatório em todo o corpo de água. Quando o movimento se inicia, a água do lago está em repouso mas a sua superfície está inclinada. Nestas condições existirá uma força devido ao gradiente de pressão acelerando as partículas em direção à extremidade onde a altura da água é menor, surgindo assim, uma corrente horizontal naquela direção. Em termos de energia mecânica total do sistema, no momento inicial a energia é toda potencial.

O movimento segue até a superfície do lago atingir a posição horizontal, quando a velocidade horizontal atinge o seu valor máximo no centro do lago, decrescendo até anular-se nas extremidades. Como neste instante a superfície está nivelada a energia potencial gravitacional é nula e, além disso, não existem gradientes horizontais de pressão. Por outro lado, toda a energia do sistema transformou-se em energia cinética e a massa de água do lago adquiriu um considerável momento, capaz de fazê-la prosseguir em seu movimento, empilhando água no lado oposto. Este processo prossege até a superfície do lago atingir uma configuração semelhante a inicial, com a água empilhada, do outro lado. Esta situação ocorre durante meio período de oscilação, no restante do período o movimento se repete, no sentido oposto.

Um seiche do tipo descrito acima é uma oscilação estacionária uninodal, com uma linha nodal no centro do lago e máximos deslocamentos verticais alternados nas extremidades. Oscilações multinodais podem também acontecer.

Segundo Defant (1961), o efeito de empilhamento de água pela ação do vento é muito mais efetivo em corpos d'água rasos do que em corpos d'água de grande profundidade. Nestes últimos podem ocorrer correntes nas camadas mais profundas compensando o efeito de empilhamento na superfície. Contudo, as súbitas variações da pressão atmosférica são, em geral, a causa mais freqüente de seiches com grandes amplitudes, enquanto que a influência do vento é, aparentemente, de importância

secundária.

Em muitos casos, oscilações com característica de seiches são observadas em locais onde a reflexão provocada por contornos naturais é bastante reduzida. Estes locais são por exemplo baías ou enseadas com uma linha litorânea circular e de inclinação suave. Uma possível explicação para a existência de seiches neste caso, é a presença de um banco de areia ou outra formação topográfica submersa, capaz de refletir as ondas incidentes. Outras formas de oscilações semelhantes a seiches são as chamadas ondas de plataforma. Ondas que se propagam ao longo da costa, sob a influência da topografia de fundo podem produzir oscilações na superfície. Entretanto, não é estritamente correto chamar estas oscilações de seiches (Pugh, 1987).

De um modo geral, qualquer força atuando sobre um corpo d'água provocará um desvio do seu estado de equilíbrio. Quando esta força sofre alguma alteração ou cessa, o corpo d'água tende a assumir a forma correspondente ao equilíbrio, entrando assim em um dos seus modos naturais (normais) de oscilação.

Os efeitos dissipativos de energia mecânica produzidos pela viscosidade do fluido bem como pelo atrito da água com o fundo e com os contornos laterais, causam no seiche uma diminuição gradual da amplitude de oscilação e, com o passar do tempo, na ausência outras influências, o movimento desaparece. Segundo Defant (1961), enquanto a amplitude diminui, devido a ação do atrito, o período das oscilações aumenta infimamente.

Uma vez estabelecidos, os seiches freqüentemente persistem por várias horas, mostrando que o efeito de amortecimento produzido pelo atrito é desprezível (Pugh, 1987).

2.3.1 Seiches de superfície

As equações hidrodinâmicas do movimento

O período de seiches que ocorrem em corpos d'água alongados com um formato retangular e profundidade aproximadamente constante, pode ser calculado de uma maneira bastante simples, através das equações hidrodinâmicas do movimento.

A equação do movimento na forma vetorial é dada por:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{V} = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \vec{g} + \vec{F}.$$

Nesta equação:

$\vec{V}$ é a velocidade da corrente medida no referecial não inercial da Terra.

$2\vec{\Omega} \times \vec{V}$ é a aceleração de Coriolis, $\vec{\Omega}$ é a velocidade angular de rotação da Terra ($\vec{\Omega} = 7,28 \times 10^{-5} rad\ s^{-1}$).

$-\frac{1}{\rho}\nabla p$ é a força devido ao gradiente de pressão hidrostática, ρ é a densidade da água.

$\vec{g}$ é a gravidade aparente que inclui a força centrífuga devido à rotação da Terra.

A força $\vec{F}$ inclui as forças devidas ao potencial gerador de marés e ao atrito.

Decompondo a equação do movimento no plano f, considerando a água do mar como um fluido homogêneo e incompressível, supondo que as forças de atrito são desprezíveis e que os movimentos analisados não são influenciados pela rotação da Terra, as componentes da equação do movimento reduzem-se a:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + w\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x},$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + w\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y},$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u\frac{\partial w}{\partial x} + v\frac{\partial w}{\partial y} + w\frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g.$$

A equação da continuidade, para um fluido nas condições descritas acima, é dada por:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0.$$

Seiches de superfície

Considerando um sistema hipotético constituído de um corpo de água retangular, alongado e fechado com profundidade constante h e comprimento l. Orientando o eixo Ox ao longo do seu comprimento, de forma que as extremidades do corpo de

água sejam: na horizontal $x = 0$ e $x = l$ e na vertical $z = 0$ e $z = -h$. Supondo que, ao longo do plano horizontal, o movimento ocorra somente na direção do eixo Ox, denota-se a elevação da superfície livre da água por ζ, sendo ζ uma função de (x, t).

Supondo que os efeitos não lineares possam ser negligenciados, a componente ao longo do eixo Ox da equação do movimento reduz-se a:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}. \tag{2.46}$$

Assumindo como válida a hipótese de equilíbrio hidrostático, ao longo da direção vertical, obtém-se:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g.$$

Integrando esta última equação ao longo da vertical de uma profundidade z_p até a superfície livre ζ (e lembrando que a água foi considerada um fluido homogêneo e incompressível), tem-se que a pressão na profundidade z_p é dada por:

$$p = p_{\text{atm}} + \rho g(\zeta + z_p), \tag{2.47}$$

onde p_{atm} é a pressão atmosférica, supostamente constante ao longo da horizontal. Substituindo (2.47) em (2.46) obtém-se:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g\frac{\partial \zeta}{\partial x}. \tag{2.48}$$

A equação da continuidade, neste sistema referencial e nas condições descritas acima, é dada por:

$$\frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{\partial w}{\partial z},$$

integrando-a em z do fundo até a superfície, considerando que a velocidade vertical na superfície $w(0)$ é igual a $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ e que no fundo é nula, $w(-h) = 0$, tem-se:

$$\frac{\partial u}{\partial x}h = -\frac{\partial \zeta}{\partial t}. \tag{2.49}$$

A solução das equações (2.48) e (2.49), onde ζ e u são funções de x e t devem satisfazer as condições de contorno: $u(0, t) = 0$ e $u(l, t) = 0$. A solução para u é assumida na forma de uma onda estacionária, tal que:

$$u(x, t) = U sen(\kappa x) sen(\omega t), \tag{2.50}$$

onde: $\kappa = \frac{2\pi}{\lambda}$, sendo $\lambda = 2l$ e $\omega = \frac{2\pi}{T_1}$, com T_1 sendo o período natural de oscilação da onda estacionária para um ponto (linha) nodal, o que corresponde ao modo fundamental de oscilação.

Substituindo (2.50) em (2.49),

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -hU\kappa cos(\kappa x)sen(\omega t),$$

e integrando no tempo esta última equação, obtém-se:

$$\zeta(x,t) = hU\frac{\kappa}{\omega}cos(\kappa x)cos(\omega t). \tag{2.51}$$

Substituindo (2.51) e (2.50) em (2.48), obtém-se:

$$T_1 = \frac{2l}{\sqrt{gh}}. \tag{2.52}$$

Este resultado é conhecido como "Fórmula de Merian".

Em 1828, J.R. Merian desenvolveu a teoria de oscilações livres longitudinais para uma bacia retangular não influenciadas pela rotação da Terra, obtendo a referida fórmula (Lisitzin, 1974).

O período natural de oscilação para um corpo de água retangular alongado, completamente fechado com profundidade constante e com um número n de nodos em todo o sistema é dado por:

$$T_n = \frac{2l}{n\sqrt{gh}} \qquad n = 1, 2, 3, ... \tag{2.53}$$

A diferença entre o valor real e o valor teórico previsto a partir de (2.53), deve-se basicamente à forma irregular do corpo d'água. Em corpos d'água reais a irregularidade geométrica produz vários períodos naturais de oscilação incluindo modos laterais e longitudinais.

2.3.2 Co-oscilações com a maré em baías

A resposta de um corpo d'água parcialmente fechado, uma baía por exemplo, à ação da força exercida na sua entrada pela maré do oceano, pode excitar alguns modos

normais de oscilação da baía, levando-a a entrar em ressonância com algum período de maré.

Entretanto, mesmo que não ocorra ressonância, a co-oscilação com a maré no oceano pode produzir oscilações no interior de uma baía. Neste processo, as oscilações da baía terão períodos associados a componentes harmônicos de maré e portanto, estes períodos deverão ser conhecidos.

Considerando novamente, um corpo de água retangular, alongado, de profundidade constante h e com uma de suas extremidades aberta para o oceano (Fig.3), que corresponde à feição característica de uma baía.

Se houver uma linha nodal à direita de B, em qualquer instante a elevação estará em fase em todos os pontos e a maré será simultânea em toda a baía. Se uma linha nodal estiver em algum ponto entre A e B então a baía estará dividida em duas partes de tal forma que quando houver elevação do nível da água em um dos lados o nível do outro lado deverá ter baixado. Se a linha nodal estiver muito próximo de B, quando houver uma maré alta em A haverá uma maré baixa em algum ponto à direita de B, e vice-versa. Neste último caso ocorrerá ressonância.

Sendo a distância entre A e B igual a L (Fig.3) e assumindo a existência de uma oscilação da maré com amplitude A_M, ocorrendo na entrada da baía, em $x = L$, utilizando o referencial estabelecido na seção anterior, então a amplitude de oscilação do corpo d'água, dada pela equação (2.51), deve ser igual a:

$$\zeta(x,t) = hU\frac{\kappa}{\omega}cos(\kappa x)cos(\omega t) = A_M cos(\omega t),$$

fazendo $A_b = hU\frac{\kappa}{\omega}$, tem-se:

$$A_b cos(\kappa x)cos(\omega t) = A_M cos(\omega t).$$

Portanto, a amplitude A_b de oscilação da baía é dada, em termos de amplitude da maré A_M, por:

$$A_b = \frac{A_M}{cos(\kappa L)}.$$

Se $cos(\kappa L) = 0$, então para um valor finito de A_M, o valor da amplitude A_b torna-se infinito, o que corresponde à ocorrência de ressonância.

De um modo geral a ressonância surge quando:

$$L = \frac{1}{4}\lambda, \quad \frac{3}{4}\lambda, \quad \frac{5}{4}\lambda, \quad ..., \frac{n}{4}\lambda, \quad n = 1, 3, 5, ...$$

A primeira ressonância ocorre em $L = \lambda/4$, então $cos(\kappa L) = cos(\frac{2\pi}{\lambda}\frac{\lambda}{4}) = cos(\frac{\pi}{2}) = 0$.

Assim, a condição para a ressonância acontecer é:

$$L \approx \frac{n}{4}\lambda = n\frac{T\sqrt{gh}}{4}, \quad n = 1, 3, 5, ...$$

Na natureza, as amplitudes das oscilações forçadas que entram em ressonância não crescem infinitamente porque existe perda de energia devido ao atrito, que aumenta mais rapidamente do que a amplitude.

Quando há ressonância, as oscilações no interior da baía são mantidas pela maré no mar aberto e, neste caso, os períodos de oscilações não dependem das dimensões da baía mas da maré do oceano. Isso porque a ressonância é conseqüência de um movimento forçado diferente do seiche que é uma oscilação livre.

Godin (1993) verificou que a exigência de que a baía deva ter um comprimento igual a um-quarto do comprimento da onda incidente, para que haja ressonância, é válida peferencialmente para baías rasas. Entretanto, esta condição, torna-se consideravelmente mais relaxada para baías profundas. Uma condição mais exata deve incluir a influência da batimetria. Segundo Godin, a batimetria tem um papel fundamental na ocorrência de ressonância, assim a exigência de um-quarto do comprimento de onda é uma condição necessária mas não suficiente para o fenômeno ocorrer.

Segundo Pugh (1987), em uma baía, mesmo que a linha nodal esteja dentro ou fora, ainda existe a possibilidade de amplificação de algum sinal da maré.

Quando ocorre uma oscilação livre numa baía parcialmente aberta, o período do seiche, para um número n de linhas nodais, é dado por:

$$T_n = \frac{4L}{n\sqrt{gh}}, \qquad n = 1, 3, 5, ...$$

2.3.3 Seiches internos

Seiches internos ocorrem freqüentemente na natureza, isso porque uma pequena quantidade de energia é, em muitos casos, suficiente para gerar oscilações internas com grandes amplitudes. Para que ondas estacionárias internas ocorram é necessária a presença de gradientes verticais de densidade. Tais gradientes e, conseqüentemente, as oscilações ocorrem principalmente na região da picnoclina.

Em um sistema com estratificação em duas camadas, as ondas formadas na interface apresentam grandes amplitudes em comparação com as ondas formadas simultaneamente na superfície. A explicação para isso está no fato de que, embora as oscilações internas tenham grandes amplitudes, a quantidade de massa deslocada é pequena em razão da diferença de densidade entre as duas camadas ser também pequena. A mesma quantidade de energia que produz uma oscilação com pequena amplitude na superfície, onde a diferença de densidade e, conseqüentemente, a massa deslocada são grandes, produzirá uma onda interna com uma amplitude bem maior.

Uma vez que, para um seiche em um sistema de duas camadas o deslocamento na superfície da camada superior é muito pequeno em comparação com deslocamento da superfície de interface, ocorre que a força do gradiente horizontal de pressão e, conseqüentemente, a aceleração devem ser menores nos seiches internos. Portanto, pode-se concluir que o período de um seiche interno deve ser muito maior de que o período de um seiche em um sistema de densidade homogênea.

Neste tipo de movimento oscilatório os volumes de água deslocados nas duas camadas são aproximadamente iguais, contudo estes deslocamentos irão sempre ocorrer em sentidos contrários. Consequentemente, as correntes nas duas camadas terão sentidos opostos, então as acelerações e ainda as forças horizontais devidas ao gradiente de pressão terão, também, sentidos opostos.

Considerando um corpo de água retangular, alongado, fechado de comprimento l, com uma camada homogênea de densidade ρ_1, extendendo-se da superfície até uma profundidade h_1 e, abaixo desta, uma outra camada homogênea com densidade ρ_2

extendendo-se da profundidade h_1 até o fundo h_2. A elevação da superfície da camada superior será denotada por ζ_1 e a elevação da interface entre as duas camadas por ζ_2. Adotando o sistema de eixos ortogonais $Oxyz$, com z_1, denotando a profundidade abaixo da posição de equilíbrio da superfície de água e z_2 a profundidade abaixo da posição de equilíbrio na interface das duas camadas. O eixo Ox é orientado ao longo do comprimento de forma que os limites são dados por $x = 0$ e $x = l$ e com as condições de contorno: para $x = 0$, $u_1 = 0$ e $u_2 = 0$ e para $x = l$, $u_1 = 0$ e $u_2 = 0$. u_1 é a componente da velocidade da corrente na camada superior e u_2 na camada de baixo. Supondo que ao longo da direção horizontal o movimento ocorra somente ao longo do eixo $0x$.

As equações da continuidade para as duas camadas são dadas por:

$$h_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t}(\zeta_1 - \zeta_2) = 0 \tag{2.54}$$

$$h_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} + \frac{\partial \zeta_2}{\partial t} = 0. \tag{2.55}$$

As equações do movimento na direção Ox para as duas camadas são dadas por:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_1}\frac{\partial p_1}{\partial x}, \tag{2.56}$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_2}\frac{\partial p_2}{\partial x}. \tag{2.57}$$

As pressões nas duas camadas são dadas por:

$$p_1 = p_{\text{atm}} + g\rho_1(\zeta_1 + z_1), \tag{2.58}$$

$$p_2 = p_{\text{atm}} + g\rho_1(\zeta_1 + h_1 - \zeta_2) + g\rho_2(\zeta_2 + z_2). \tag{2.59}$$

Substituindo (2.58) em (2.56) e (2.59) em (2.57), teremos:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} = -g\frac{\partial \zeta_1}{\partial x}, \tag{2.60}$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} = -g\frac{\rho_1}{\rho_2}\frac{\partial \zeta_1}{\partial x} - g\left(1 - \frac{\rho_1}{\rho_2}\right)\frac{\partial \zeta_2}{\partial x}. \tag{2.61}$$

A solução para u_1 é dada por:

$$u_1 = Usen(\kappa x)sen(\omega t), \tag{2.62}$$

a qual satisfaz as condições de contorno: $u_1 = u_2 = 0$ para $x = 0$ e $u_1 = u_2 = 0$ para $x = l$.

Substituindo (2.62) na equação (2.60), obtém-se:

$$\frac{\partial \zeta_1}{\partial x} = -\frac{U}{g}\omega sen(\kappa x)cos(\omega t),$$

que integrando em x, resulta:

$$\zeta_1(x,t) = \frac{U}{g}\frac{\omega}{\kappa}cos(\kappa x)cos(\omega t). \tag{2.63}$$

Substituindo (2.62) em (2.54), tém-se:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\zeta_1 - \zeta_2) = -Uh_1\kappa cos(\kappa x)sen(\omega t),$$

integrando no tempo:

$$(\zeta_1 - \zeta_2) = Uh_1\frac{\kappa}{\omega}cos(\kappa x)cos(\omega t),$$

usando (2.63) resulta:

$$\zeta_2(x,t) = U\left(\frac{1}{g}\frac{\omega}{\kappa} - h_1\frac{\kappa}{\omega}\right)cos(\kappa x)cos(\omega t) \tag{2.64}$$

substituindo (2.64) em (2.55),

$$\frac{\partial u_2}{\partial x} = -\frac{1}{h_2}\frac{\partial \zeta_2}{\partial t},$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial x} = -\frac{1}{h_2}\frac{\partial}{\partial t}\left[U\left(\frac{1}{g}\frac{\omega}{\kappa} - h_1\frac{\kappa}{\omega}\right)cos(\kappa x)cos(\omega t)\right],$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial x} = \frac{1}{h_2}U\omega\left(\frac{1}{g}\frac{\omega}{\kappa} - h_1\frac{\kappa}{\omega}\right)cos(\kappa x)sen(\omega t),$$

agora, integrando :

$$u_2 = \frac{1}{h_2} U \frac{\omega}{\kappa} \left(\frac{1}{g} \frac{\omega}{\kappa} - h_1 \frac{\kappa}{\omega} \right) sen(\kappa x) sen(\omega t). \tag{2.65}$$

Substituindo as equações (2.65), (2.64), (2.63), e (2.62) em (2.54) e (2.55), obtém-se:

$$T = 2l \sqrt{\frac{1}{g} \left(\frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \right) \left(\frac{1}{h_1} + \frac{1}{h_2} \right)}. \tag{2.66}$$

Para um seiche interno multinodal o período de oscilação é dado por:

$$T_n = \frac{2l}{n} \sqrt{\frac{1}{g} \left(\frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \right) \left(\frac{1}{h_1} + \frac{1}{h_2} \right)} \quad \cdot n = 1, 2, 3, ... \tag{2.67}$$

E o período de um "seiche" interno multinodal numa baía parcialmente aberta, é dado por:

$$T_n = \frac{4L}{n} \sqrt{\frac{1}{g} \left(\frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \right) \left(\frac{1}{h_1} + \frac{1}{h_2} \right)} \qquad n = 1, 3, 5, ... \tag{2.68}$$

Desenvolvimentos semelhantes aos feitos nesta seção, podem ser encontrados em: Sverdrup *et al.*(1942), Proudman (1953) e Defant (1961).

Se o sistema tem uma superfície de interface bem definida e se a configuração geomética da baía é simples então o cálculo feito através das equações (2.67) e (2.68), pode fornecer resultados próximos da realidade. Entretanto na maioria das vezes a densidade varia continuamente com a profundidade e a forma da baía é totalmente irregular.

2.3.4 Método de Neumann

Existem muitas configurações através das quais corpos de água podem estar conectados. Um efeito observado em tais sistemas é que o período de oscilação de todo o sistema pode ser muito diferente do período de oscilação de cada uma das partes.

Neumann (1944) desenvolveu um método que descreve este efeito através de analogia com um sistema elétrico, a descrição deste método pode ser encontrada também em Neumann & Pierson (1966).

Para um sistema constituído de duas baías conectadas por um canal estreito (Fig.4), Neumann (op.cit.) obteve a seguinte equação para o cálculo do período de oscilação de todo o sistema:

$$\frac{2\pi}{T} = \omega = \frac{q}{l}\left(\frac{c_1}{S_1} cot\pi\frac{T_1}{T} + \frac{c_2}{S_2} cot\pi\frac{T_2}{T}\right) \tag{2.69}$$

onde:

q = área da secção transversal do canal;

l = comprimento do canal;

$$c_1 = \sqrt{gh_1};$$

$$c_2 = \sqrt{gh_2};$$

$$T_1 = \frac{2l_1}{c_1} = \text{período de oscilação da baía 1;}$$

$$T_2 = \frac{2l_2}{c_2} = \text{período de oscilação da baía 2;}$$

S_1 = área da secção transversal da baía 1;

S_2 = área da secção transversal da baía 2;

h_1 = profundidade da baía 1;

h_2 = profundidade da baía 2;

l_1 = comprimento da baía 1;

l_2 = comprimento da baía 2;

A equação (2.69) é transcedental em T e portanto, pode ser resolvida graficamente.

3

RESULTADOS

3.1 Correntometria

3.1.1 Estação D

Observando as séries temporais das componentes u (leste-oeste) e v (norte-sul) da corrente, obtidas na estação D na profundidade de 5 metros (Fig.5a) pode-se notar que, ao longo da direção leste-oeste, a corrente exibe uma predominância de valores positivos o que indica uma preferência de movimento no sentido leste.

Na direção norte-sul os valores da série apresentam maiores intensidades, com máximos da ordem de 70 $cm\ s^{-1}$, sendo positivos durante quase todo o período de amostragem, o que indica um movimento resultante para o norte, ou seja, para dentro da Baía. Este resultado é confirmado pelo diagrama vetorial progressivo (Fig.6a), que mostra um fluxo intenso e bem definido em direção ao interior da Baía, e também pelo diagrama do tipo "stick plot" (Fig.7) onde o vetor velocidade aparece apontando, predominantemente, para o norte.

A série temporal da componente v (Fig.5a) e o diagrama "stick plot" (Fig.7) mostram que por volta das 17:30 horas teve início um fluxo de enchente bastante intenso. Sobreposto a este movimento é possível observar duas oscilações com períodos diferentes: uma de oito horas que ocorreu entre 21:30 h e o final da série, aparecendo nitidamente na série temporal, e outra de 12 horas que aparece no diagrama "stick plot" entre, aproximadamente, 21:00 h e o final do registro. Ambas as oscilações mantêm-se sempre positivas, indicando que o fluxo sofreu uma variação de intensidade

com estes períodos, sem contudo mudar de direção.

Na profundidade de 12 metros a série temporal da componente u (leste-oeste) (Fig.5b) apresenta valores positivos na maior parte do tempo, sugerindo um fluxo resultante para leste.

Nesta profundidade a série temporal da componente v (norte-sul) (Fig.5b) mostra que, na primeira metade da série, o fluxo foi de baixa intensidade não tendo um sentido, predominante. Por volta das 21:30 horas até o final do registro, a intensidade da corrente aumentou significativamente, mantendo-se sempre positiva, o que caracteriza um fluxo efetivo para o interior da Baía. Tal fluxo corresponde à corrente de enchente, observada também na profundidade de 5 metros. Os diagramas vetorial progressivo e "stick plot" (Figs.6b e 7, respectivamente), fornecem informações adicionais, mostrando que, nas doze primeiras horas de amostragem, a corrente executou um giro completo com um movimento resultante quase nulo e com velocidades de baixa intensidade. A partir da segunda metade do registro (aproximadamente às 21:30 horas), a corrente intensificou-se no sentido nordeste. Estas observações são corroboradas pelo diagrama rosa das correntes (Fig.6b) que mostra o vetor velocidade descrevendo um giro completo durante o período de amostragem (24 h), distribuindo-se quase homogeneamente em todos os quadrantes com relação à direção, porém com intensidades muito maiores no sentido norte-nordeste. Tais dados demonstram a ocorrência de um movimento resultante em direção ao interior da Baía, também para a profundidade de 12 metros.

Na profundidade de 20 metros a série temporal da componente u do vetor velocidade (Fig.8a) indica que não houve um sentido preferencial de fluxo na direção este-oeste. Pode-se notar que, na primeira metade do registro, o fluxo foi em média para oeste e das 21:30 h em diante foi em média para leste.

Na série temporal da componente v (Fig.8a) é possível perceber uma oscilação com período de 12 horas, principalmente entre 9:30 e 21:30 horas. Esta oscilação é mais evidente no diagrama "stick plot" (Fig.7).

O diagrama vetorial progressivo (Fig.6c) mostra que o fluxo resultante nesta pro-

fundidade (20m), também ocorreu na direção nordeste, porém de uma forma bem menos intensa e definida do que na profundidade de 12 metros.

Na profundidade de 34 metros, bem junto ao fundo, os gráficos das séries temporais (Fig.8b), bem como os diagramas obtidos (Figs.6d e 7) indicam um fluxo resultante em direção ao sul, ou seja, para fora da Baía. No diagrama "stick plot" pode-se observar que durante as seis primeiras horas o movimento da água foi para dentro da Baía e durante as 18 horas subsequentes o movimento foi efetivamente para fora.

Estes resultados indicam que, numa camada bem próxima ao fundo, a corrente tem um comportamento oposto ao das camadas superiores. Enquanto nas profundidades de 5, 12 e 20 metros, o movimento médio da corrente favoreceu um transporte de água para o interior da Baía, no fundo, o movimento ocorreu em direção ao oceano.

3.1.2 Estação E

Na estação E, localizada no Canal Central (Fig.1), o gráfico da série temporal, obtido para a componente u do vetor velocidade na profundidade de 5 metros (Fig.9a), apresenta valores positivos e decrescentes ao longo do período de amostragem, o que corresponde a um fluxo da Porção Oeste para a Porção Leste, direcionalmente constante, porém com intensidades cada vez menores. A tendência exibida neste gráfico pode estar associada a uma oscilação com período maior que 24 horas. Entretanto, tal oscilação não poderia ser detectada uma vez que nas séries só estão registrados períodos menores ou iguais a 24 horas.

Na série temporal da componente v (Fig.9a) os valores são quase sempre menores do que zero, indicando que a projeção do fluxo nesta componente foi predominantemente para o sul.

Uma visão mais direta das características deste fluxo, é fornecida pelos diagramas "stick plot" (Fig.10), vetorial progressivo e rosa das correntes (Fig.11a), nos quais aparece um fluxo constante e bem definido no sentido sudeste, sugerindo um movimento da Porção Oeste para a Porção Leste.

Analisando a correntometria na profundidade de 12 metros, observa-se, nova-

mente, no gráfico da série temporal da componente u (Fig.9b) a tendência representada por um decréscimo na intensidade do fluxo. Entretanto, nesta profundidade, a intensidade decresce atingindo valores negativos, o que evidencia, uma inversão no sentido da corrente, ou seja, começa a aparecer um fluxo de retorno, ainda que de baixa intensidade. Este pequeno giro do vetor velocidade aparece mais claramente no diagrama vetorial progressivo (Fig.11b).

Para a profundidade de 17 metros, na série temporal da componente u (Fig.12a), o fluxo de retorno apresenta-se ainda mais intenso. Pode-se observar que por volta das 22:35 horas, iniciou-se um movimento de retorno, com um aumento de intensidade da velocidade, no sentido negativo.

Sobreposto a este movimento predominante aparecem oscilações menores, com um período aparente entre 4 e 5 horas, como pode ser observado no gráfico da componente u (Fig.12a). A análise das periodicidades, que será apresentada mais adiante, mostrará que estas oscilações correspondem a um harmônico significativo associado possivelmente a um seiche interno.

O diagrama rosa das correntes (Fig.11c) apresenta um forte adensamento de vetores ao longo da direção sudeste-noroeste, sem predominância visível com relação ao sentido do movimento, o que resulta num transporte aproximadamente nulo ao final um ciclo completo de maré. Essa é a feição característica do movimento descrito por uma corrente de maré em um canal estreito. Durante as 12 primeiras horas, o sentido do fluxo é para sudeste, quando, então, inverte e passa a mover-se no sentido noroeste, como mostra o diagrama vetorial progressivo (Fig.11c). A análise espectral das componentes rotatórias mostra que o giro da corrente ocorreu com uma pequena predominância no sentido horário (Fig.13) na faixa das freqüências inferiores a 10cpd.

No fundo, a 20 metros de profundidade, a corrente exibiu um comportamento diferente. Como mostram os diagramas: rosa das correntes e vetorial progressivo (Fig.11d) na camada junto ao fundo não é mais evidente aquele fluxo unidirecional e bem definido, como o apresentado na profundidade de 17 metros. Ao contrário, o fluxo se ditribuiu quase igualmente em direção e intensidade, durante o período de

amostragem.

Outro resultado interessante está no fato de que os sentidos: do fluxo resultante e do giro do vetor velocidade, ocorrem de uma maneira completamente oposta à observada na camada 3 metros acima (Figs.11c e d). O diagrama das componentes rotatórias mostra que o sentido preferencial de giro é anti-horário (Fig.14), comprovadamente contrário ao observado na camada sobrejacente (Fig.13).

3.1.3 Estação F

Na estação F (Fig.1), na profundidade de 5 metros o registro da velocidade para a componente u (Fig.15a) indica que não há sentido predominante de fluxo ao longo da direção leste-oeste. Na direção norte-sul o fluxo manteve-se positivo na maior parte do tempo (Fig.15a) indicando uma corrente em direção ao interior da Baía, o que é confirmado pelo diagrama vetorial progressivo (Fig.16a). Sobreposto a este movimento aparecem, no gráfico da componente v (Fig.15a), oscilações de maré diurna e semidiurna. No diagrama "stick plot" (Fig.17) essas oscilações também aparecem, sobrepostas ao vetor velocidade que aponta para o norte a maior parte do tempo, pode-se observar um período de 12 horas entre 17:00 e 5:00 horas e entre 5:00 e 17:00 horas.

Na profundidade de 12 metros, novamente a componente u não apresenta um sentido preferencial de fluxo (Fig.15b). Na direção norte-sul, o gráfico da componente v mostra que os maiores valores da velocidade são positivos, indicando um fluxo resultante para dentro da Baía, embora com menor intensidade do que a 5 metros.

O diagrama vetorial progressivo (Fig.16b) mostra que a direção do vetor velocidade sofre muita variação, com o vetor girando sempre no sentido anti-horário, durante o período de amostragem, porém, confirmando o sugerido pelo gráfico da série de correntometria, o movimento resultante foi em direção ao interior da Baía. A predominância do sentido anti-horário no giro do vetor velocidade é confirmada pelo espectro das componentes rotatórias (Fig.18). Tanto na série v (Fig.15b), quanto no "stick plot" (Fig.17) é evidente o período de 12 horas.

Na profundidade de 20 metros os gráficos de ambas as componentes do vetor velocidade (Fig.19a) não indicam um sentido predominante de fluxo. A rosa das correntes (Fig.16c) exibe uma distribuição com relação à direção bastante homogênea, com relação à intensidade pode-se observar que os maiores valores ocorreram, com uma pequena preferência, ao sul e a noroeste. O espectro de componentes rotatórias (Fig.20) mostra que o giro da corrente ocorreu no sentido anti-horário. O diagrama vetorial progressivo (Fig.16c) confirma este sentido de giro e mostra ainda que, o fluxo resultante, embora fraco, foi para fora da Baía.

Na série temporal da componente v (Fig.19a) e no "stick plot" (Fig.17) surge entre 21:00 e 9:00 horas, uma oscilação com período de 12 horas.

Aos 28 metros de profundidade, os diagramas e as séries (Figs.19b, 17 e 16d) mostram uma corrente fluindo de maneira bem definida para leste, com água indo sempre da Baía para o oceano. É interessante notar que na estação D, também ocorreu um movimento da corrente para fora da Baía.

3.1.4 Estação G

Na estação G (Fig.1), o registro da corrente na profundidade de 5 metros (Fig.21a) mostra que o movimento é influenciado pela maré diurna. A presença deste componente harmônico de maré é evidente também no "stick plot" (Fig.22). O vetor velocidade executa um giro completo durante um ciclo de maré, ocupando homogeneamente, em termos de direção todos os quadrantes, como mostram a rosa das correntes e o diagrama vetorial progressivo (Fig.23a). Neste último, é possível ver que o giro do vetor velocidade ocorreu no sentido anti-horário. Podemos observar, também, no espectro das componentes rotatórias (Fig.24) que a componente anti-horária predomina em toda a banda da baixa freqüência, onde está contida a componente diurna da maré. Entretanto, pode-se observar na figura 23a, um fluxo resultante para sul.

Na profundidade de 12 metros o registro da componente u (Fig.21b) é negativo a maior parte do tempo, indicando um fluxo para oeste. A projeção da corrente na direção norte-sul mostra uma preferência em relação ao sul. Dessa forma a corrente

resultante foi para sudoeste, como mostra o diagrama vetorial progressivo também (Fig.23b). Pode-se notar nesta figura que a corrente insinua um giro no sentido anti-horário, que é confirmado quando a série é decomposta em suas componentes rotatórias (Fig.25).

Na profundidade de 25 metros o comportamento da corrente foi quase o mesmo, com um fluxo para sudoeste ainda mais bem definido porém com menor intensidade (Figs.22 e 23c). Nota-se que na rosa das correntes aparece uma maciça concentração de vetores apontando nesta direção.

A despeito da diminuição da intensidade da corrente com o aumento da profundidade o comportamento geral do fluxo foi o mesmo na camada entre 12 e 25 metros, sugerindo a existência de uma corrente para sudoeste e paralela a costa na área.

No fundo, a 47 metros de profundidade, o fluxo foi completamente diferente do observado na camada acima, apresentando uma resultante para leste (Figs.22, 23d e 26b).

3.1.5 Estação H

Na profundidade de 5 metros o registro (Fig.27a) mostra que o movimento da corrente ocorreu em média para sudoeste e sugere, também, a existência de uma oscilação com período de 24 horas. Essa afirmação é feita com base na feição geral da curva. As figuras 28b e c indicam a existência, entre 12 e 25 metros de uma corrente aproximadamente para oeste. Nessas três profundidades prevaleceu o giro da corrente no sentido anti-horário (Figs.29, 30 e 31). O comportamento da corrente ao longo desta camada foi semelhante ao da estação G, localizada mais ao norte. Isto talvez indique a existência de uma corrente para oeste paralela a costa, nesta área da litoral.

Na camada mais profunda a situação foi também semelhante ao que ocorreu na estação G. Sendo que na estação H o fluxo para nordeste e paralelo à costa mostrou-se muito mais bem definido, como indicam os diagramas vetorial progressivo e "stick plot" (Figs.28d e 32).

3.2 Vento

3.2.1 Estação D

Os diagramas vetorial progressivo e "stick plot" (Fig.34) obtidos a partir dos dados de vento mostram que a série sofreu uma variação diurna, sob a forma de uma abrupta mudança na direção, ocorrida por volta das 21:00 horas. A feição esboçada nos diagramas é característica de uma brisa marinha com o vento soprando em direção a terra durante aproximadamente 13 horas e invertendo o sentido, subitamente, soprando em direção ao mar a noite. A despeito desta variação com período diurno, pode-se observar que os valores da intensidade do vento no sentido nordeste (para o interior da Baía), foram em geral maiores, indicando que sua contribuição à corrente neste, sentido, deve ter sido maior.

A análise espectral cruzada feita entre as componentes norte-sul das séries de vento e corrente na profundidade de 5 metros, mostra uma concentração de energia nas freqüências diurna e semi-diurna (Fig.35a), com uma correlação linear de aproximadamente 0,4 entre os componentes nesta freqüência (Fig.35b). O espectro de fase mostra que o vento e a corrente têm variações praticamente simultanêas nas freqüências diurna e semi-diurna (Fig.35c).

3.2.2 Estação E

Nesta estação os diagramas (Fig.36) mostram que o vento soprou sempre na mesma direção, vindo de oeste ao longo do canal. Pode-se notar, em comparação com a figura 11a, que o movimento do vento e da corrente, foram praticamente paralelos.

O espectro cruzado obtido para vento e corrente (5m), componentes leste-oeste (Fig.37a), mostra que as maiores energias estão na baixa freqüência. O espectro de coerência (Fig.37b), mostra que a maior correlação está na alta freqüência. É importante notar que os dois sinais estão praticamente em fase nestas duas faixas espectrais (Fig.37c), sendo que a diferença de fase é em geral menor do que 10 graus, o que corresponde a um atraso da corrente em relação ao vento de aproximadamente 40

minutos. Estas flutuações quase simultâneas no vento e na corrente que ocorrem nas baixas e nas altas freqüências conforme indica o espectro de coerência, não produziram variações no sentido da corrente observada, que permanece constante durante todo o período de amostragem (Fig.11a).

3.2.3 Estação F

O vento observado nesta estação é o de menor intensidade em todo o conjunto de dados. Embora a intensidade do vento tenha sido baixa, é possível perceber no diagrama "stick plot" (Fig.38) uma oscilação com período de 12 horas. Pode-se notar (Fig.16a) que, novamente, o padrão predominante da corrente parece não ter sofrido qualquer influência da ação do vento.

A análise espectral cruzada entre as componentes zonais do vento e corrente não apresentou informação adicional que indicasse qualquer interferência do vento na dinâmica da corrente. O resultado desta análise, apresentado nos gráficos das figuras 39a, b e c, mostra uma concentração de energia com baixa coerência e diferença de fase nula na freqüência de 1cpd.

Ao longo da direção norte-sul surge uma pequena coerência por volta de 0,3, na faixa de freqüência entre 8 e 10 cpd (Fig.40b). É possível observar na figura 40a uma concentração muito baixa de energia representada por uma pequena elevação no espectro cruzado na faixa de 8cpd. A diferença de fase entre vento e corrente, entre 7 e 10 cpd, é de aproximadamente 50° (Fig.40c).

3.2.4 Estações G e H

Nestas estações os diagramas obtidos a partir dos registro de vento mostram uma forte tendência unidirecional (Figs.41 e 42), soprando sempre para oeste e sudoeste nas estações G e H respectivamente.

O espectro de coerência calculado para as componentes leste-oeste do vento e da corrente na estação G (Fig.43b), mostra uma razoável coerência entre estes sinais na faixa de freqüência entre 8 e 9 cpd, num comportamento semelhante ao observado na

estação F. Entretanto a diferença de fase neste caso é bem maior (Fig.43c), cerca de 70 graus, o que corresponde a um atraso no tempo de aproximadamente 35 minutos.

Para a estação H a análise cruzada mostrou que praticamente toda energia está concentrada na baixa freqüência principalmente na componente diurna (Fig.44a). O espectro cruzado (Fig.44b) mostra uma alta coerência nas baixas freqüências até 4 cpd. Estes resultados indicam que nesta estação, as componentes zonais da corrente e do vento estão fortemente correlacionadas, principalmente na freqüência de 1cpd. O espectro de fase reforça esta interpretação mostrando que entre as freqüência de 1 a 4 cpd os sinais estão em fase.

3.3 Temperatura e Salinidade

3.3.1 Estação D

Os perfis verticais de temperatura e salinidade (Figs.45 e 46, respectivamente), indicam a existência de termoclina e haloclina extendendo-se da superfície até aproximadamente 20 metros. De 20 metros até o fundo e ao longo de todo o período de amostragem, a variação de temperatura e salinidade foi praticamente nula. Na camada superficial, até 10 m aproximadamente, a partir das 19:35 horas os perfis indicam um aumento de salinidade, acompanhado de uma diminuição da temperatura. Este aumento deve-se à entrada na Baía, de uma água mais salina e mais fria, proveniente do mar aberto. Os perfis verticais de σ_{STp} (Fig.47) confirmam esse comportamento da água.

3.3.2 Estação E

Nesta estação os perfis verticais de temperatura, salinidade e densidade (Figs.48, 49 e 50) não apresentam muita variação ao longo do tempo. Eles indicam que, da superfície até 10 metros, o processo de mistura vertical é bastante intenso com uma picnoclina bem definida e que, entre 10 metros e o fundo, existe uma camada quase isopicnal.

3.3.3 Estação F

Os perfis verticais de temperatura, salinidade e $\sigma_{S,T,p}$ (Figs.51, 52 e 53), mostram que por volta das 02:00h, na profundidade de 15 metros, houve um aumento da salinidade acompanhado de uma diminuição da temperatura e posteriormente, às 11:10h, a temperatura voltou a aumentar. Nas camadas acima de 5m e próxima ao fundo, não ocorreram variações significativas na temperatura e salinidade.

3.3.4 Estação G

Os perfis de temperatura (Fig.54) indicam a presença de uma termoclina dos 0 aos 25 metros, aproximadamente, durante todo o período. O mesmo ocorre com os perfis de salinidade (Fig.55) que mostram a existência de uma haloclina bem definida entre 0 e 25 metros, onde pode-se observar um máximo de salinidade na profundidade de 15 metros. Esse máximo pode estar associado a uma corrente para sudoeste, que os registros de correntometria sugerem existir nesta camada. Abaixo de 25 metros não existem aparentemente processos de mistura, as figuras 54 e 55 mostram o predomínio de uma camada isotérmica e isohalina, o que é corroborado pela figura 56 que mostra uma estabilidade nos perfis de $\sigma_{S,T,p}$.

3.3.5 Estação H

O comportamento termohalino das águas nesta estação é bastante parecido com o da Estação G. Nesta estação também são evidentes uma termoclina e uma haloclina entre 0 e 25 metros, com um máximo de salinidade a 15 metros e com uma camada de fundo ocupada por uma água quase do mesmo tipo, (Figs.57, 58 e 59).

A análise conjunta dos perfis médios das cinco estações indica que as águas superficiais (a 0m), nas estações D e F têm uma densidade maior do que a da estação E (Fig.60). A análise mostra, também, que o conteúdo salino das águas superficiais (acima de 5m) na estação E é o menor registrado em todas as estações (Fig.61b). Este mínimo de salinidade, juntamente com uma maior temperatura (Fig.62b) seriam os

responsáveis pelo valor reduzido da densidade nas águas superficiais na estação E.

Para profundidades maiores do que 20 metros os perfis sugerem uma homogeneidade das águas que ocupam as diferentes porções da Baía.

Observando o diagrama T-S (Fig.63), construído com todos os dados de temperatura e salinidade, nota-se que para temperaturas inferiores a 17^oC, o que corresponde a profundidades maiores do que 20 metros (Fig.62), as águas amostradas apresentam um comportamento termohalino bastante semelhante. Esse comportamento é representado no diagrama por uma concentração dos valores de temperatura e salinidade em uma mesma região da figura, indicando que uma massa de água, tendendo a um tipo de água, ocupa a camada abaixo da profundidade de 20 metros, em toda a região da Baía. Tais características encaixam-se nos limites que identificam a Água Subtropical (Emílsson, 1959, 1961).

Pode-se utilizar os valores médios diários de densidade obtidos nas estações E e F para se estimar a contribuição da distribuição horizontal de densidade para o movimento observado entre estas estações. Isto é feito através do cálculo da componente baroclínica da força de gradiente de pressão. A expressão analítica, que permite o cálculo desta força, é obtida a partir da equação do equilíbrio hidrostático:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g,$$

integrando-a na profundidade de algum nível z_p (onde a pressão hidrostática é p), até a superfície livre da água $z = \zeta$ (onde a pressão é igual à pressão atmosférica p_{atm}), obtém-se:

$$p = p_{atm} + \int_{z_p}^{\zeta} \rho g dz.$$

Diferenciando, esta última equação em relação à ordenada x, e aplicando a regra de Leibniz, para a diferenciação da integral que aparece no segundo membro e cujo limite superior de integração (ζ) é função de x, tem-se:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p_{atm}}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x}\left[\int_{z_p}^{\zeta} \rho g dz\right],$$

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p_{atm}}{\partial x} + \rho g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + g \int_{z_p}^{\zeta} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz,$$

Multiplicando a equação acima por $-1/\overline{\rho}$, onde $\overline{\rho}$ é o valor médio da densidade, obtém-se, finalmente, a componente horizontal, ao longo do eixo Ox, da força de gradiente de pressão:

$$-\frac{1}{\overline{\rho}}\frac{\partial p}{\partial x} = -\frac{1}{\overline{\rho}}\frac{\partial p_{atm}}{\partial x} - \frac{\rho g}{\overline{\rho}}\frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{g}{\overline{\rho}}\int_{z_p}^{\zeta}\frac{\partial \rho}{\partial x}dz. \tag{3.1}$$

As parcelas do segundo membro da equação acima indicam as seguintes componentes da força de gradiente de pressão:

(1ª parcela): A componente gerada pela variação da pressão atmosférica na superfície do mar;

(2ª parcela): a componente gerada pela inclinação da superfície livre do mar, componente barotrópica;

(3ª parcela): a componente gerada pela distribuição horizontal de densidade, componente baroclínica.

Utilizando somente, a terceira parcela da equação (3.1),

$$\text{(Comp. Baroclínica da Força de Grad. de Pressão)} = -\frac{g}{\overline{\rho}}\int_{z_p}^{\zeta}\frac{\partial \rho}{\partial x}dz.$$

Como indicado em (Pritchard,1973), esta equação pode ser calculada numericamente por :

$$\text{(Comp. Baroc. da Forc. de Grad. de Pres.)} = -\frac{g\Delta z}{\overline{\rho}L}\sum_{i=1}^{NProf}\Delta\rho_i, \tag{3.2}$$

onde:

g é a aceleração da gravidade $(9,8ms^{-1})$;

$\overline{\rho}$ é o valor médio da densidade $(1.024,0\ kg\ m^{-3})$;

Δz é a distância vertical entre as profundidades amostradas $(5m)$;

L é a distância horizontal entre uma estação e outra;

$NProf$ (extremo superior do somatório) é o número de profundidades amostradas;

$\Delta\rho_i$ é a diferença de densidade entre duas estações, ao longo da horizontal e na mesma profundidade.

Os valores médios de densidade, as distâncias horizontais medidas entre as estações e os valores obtidos para a componente baroclínica da força de gradiente de pressão, são apresentados nas Tabelas: 3.0.1, 3.0.2 e 3.0.3.

Tabela 3.0.1: Estratificação de densidade, valores médios ($kg\ m^{-3}$).

Prof.(m)	Est. E	Est. F
0	1.023,2	1.024,2
5	1.025,0	1.024,8
10	1.026,3	1.025,5
15	1.026,6	1.026,4
20	1.027,0	1.026,8

Tabela 3.0.2: Distância, em metros, entre as estações, calculada a partir das coordenadas geográficas de cada estação.

$\overline{FE}$
17.872,00 m

Tabela 3.0.3: Componente baroclínica da força do gradiente de pressão entre as estações, medida em newtons.

$F \rightarrow E$	Prof.(m)
$+1,07 \times 10^{-6}$ N	0 - 5
$-0,39 \times 10^{-6}$ N	5 - 10
$-1,75 \times 10^{-6}$ N	10 - 15
$-2,15 \times 10^{-6}$ N	15 - 20

A tabela 3.0.3 mostra que entre 0 e 5 metros a componente baroclínica da força de gradiente de pressão, entre as estações E e F, foi positiva, apontando de F para E, favorecendo o fluxo para o interior da Baía. Entre 5 e 10 metros o vetor força diminuiu de intensidade até se anular e inverter o seu sentido de atuação, a partir daí sua intensidade voltou a crescer com o aumento da profundidade apontando da estação E para a F, de maneira a facilitar o transporte para fora da Baía.

3.4 Periodicidades

A investigação das periodicidades mais importantes contidas nos séries de correntometria, foi feita através da aplicação dos métodos direto e indireto, descritos na seção (2.2.7).

Na aplicação do método do periodograma (método direto), foram utilizadas as equações (2.26), (2.27) e (2.30), que consistem na transformada discreta de Fourier. Assim a determinação do periodograma foi feita sem a ajuda do algorítmo "Fast Fourier Transform", que agiliza os cálculos às custas de alguma modificação nos dados. Nesta parte da análise não foram utilizados filtros ou quaisquer outras transformações, de modo que as estimativas espectrais obtidas não passaram por outro processo que não fosse o truncamento natural da série. Em todas as séries analisadas foram subtraídos os valores da média.

As amplitudes dos componentes harmônicos, calculadas por esse método, foram submetidas ao Teste de Fisher com a extensão de Whittle, para a verificação de quais eram significativamente maiores.

As figuras 64, 65 e 66 apresentam os periodogramas calculados a partir das séries temporais dos componentes u e v do vetor velocidade da corrente. Nestas figuras a linha cheia representa o periodograma calculado para a componente u (leste-oeste) e a linha pontilhada o periodograma da componente v (norte-sul). Para uma melhor visualização dos picos espectrais foram plotados somente os vinte primeiros harmônicos, mesmo porque é entre eles que se encontram, de um modo geral, os mais significativos, segundo o Teste de Fisher-Whittle.

No método indireto, as estimativas alisadas do espectro foram feitas utilizando-se a equação (2.33). A aplicação deste método iniciou-se com a determinação da função de autocovariância a partir da séries originais, já descontados os valores das médias. Sobre os valores das funções de autocovariância obtidos, aplicou-se uma janela temporal com ponto de truncamento M aproximadamente igual a 10% do comprimento da série (por exemplo: para uma série de 288 pontos, tomou-se $M =$

30). A janela temporal escolhida foi a de Tukey. Definida a janela, passou-se a determinação dos intervalos de confiança, nos quais foi adotada uma probabilidade de 80%. As figuras: 67, 68 a 69 apresentam as estimativas alisadas dos espectros de potência. Estas estimativas são, do ponto de vista estatístico, mais eficientes do que as estimativas obtidas a partir do periodograma. A razão de variância destes estimadores é 7,8%, ou seja, estas estimativas têm somente 7,8% da variância do periodograma.

A utilização dos dois métodos foi necessária porque, embora o espectro amostral alisado fosse a melhor estimativa, em certas situações ele não fornecia detalhes suficientes sobre todos os sinais existentes no registro, forçando assim a utilização do periodograma. Dessa forma, os dois estimadores completaram-se tornando a análise mais segura.

3.4.1 Estação D

A figura 64a, mostra os periodogramas das componentes u e v da corrente na profundidade de 5 metros. No periodograma da componente u são visíveis dois picos mais pronunciados, nos harmônicos de número 1 e 3, os quais correspondem aos períodos de 24 e 8 horas, respectivamente. Quando submetidos ao Teste de Fisher-Whittle estes foram os únicos picos aprovados ao nível de significância ($\alpha = 1\%$), como mostra a Tabela 3.1. No periodograma da componente v, é possível distinguir três picos maiores nos harmônicos 1, 2, e 3, sendo que o do harmônico 2 aparece encoberto. O teste de Fisher-Whittle confirma a significância destes três picos e evidencia a do harmônico de número 4, como mostra a Tabela 3.2. Os períodos de 8 e 24 horas já haviam sido identificados nos dados de correntometria.

De um modo geral as estimativas alisadas dos espectros, obtidas para as duas componentes (Fig.67a e b), mostram alta densidade de energia na faixa das freqüências inferiores a 10 cpd. O espectro da componente u sugere a existência de energia nas freqüências próximas a 100 cpd (Fig.67a). Entretanto, o resultado da aplicação do Teste do Ruído Branco para esta componente (Fig.70) mostra que para, freqüências superiores a 20 cpd, a curva que representa o espectro integrado da série aproxima-se rapidamente da reta do Ruído Branco, indicando que o sinal nesta faixa de freqüências, é totalmente aleatório.

Nas profundidades de 12, 20 e 34 metros o comportamento da corrente é, de um modo geral, semelhante ao exibido a 5 metros. Em todas estas séries predominam os períodos correspondentes aos componentes harmônicos de maré, principalmente, diurna e semidiurna, como mostram as Tabelas de 3.3 a 3.8. As figuras 71, 72 e 73, apresentam os resultados do Teste do Ruído Branco aplicados a estas séries, que em geral, foram aprovadas pelo teste.

No periodograma da componente v para a profundidade de 20 metros (Fig.74), o harmônico de número 137, correspondente a um período de 11 min, foi considerado como significativo pelo teste de Fisher-Whittle (Tabela 3.6). Essa significância

corresponde, na estimativa alisada do espectro, a uma elevação da curva do espectro sugerindo uma possível concentração de energia próxima à freqüência de corte da série (Fig.67f). Contudo, submetido ao Teste do Ruído Branco, a estimativa do espectro integrado invade o limite de 75% de confiança por volta do 100º harmônico, tendendo, a partir daí, rapidamente a um ruído branco (Fig.72). Portanto, embora tenha sido aprovado pelo Teste de Fisher-Whittle, segundo o Teste do Ruído Branco, o componente harmônico de número 137 não corresponde a um sinal determinístico na série.

O resultado da análise espectral cruzada com os dados de vento corrobora esta conclusão, uma vez que esta análise não indicou qualquer correlação entre vento e corrente para freqüências superiores a 10 cpd (Fig.35b). Portanto, se havia alguma energia nas oscilações com freqüências próximas a 137 cpd, esta não poderia ter sido fornecida pelo vento.

Apesar das informações obtidas a partir dessas análises, deve se considerar a possibilidade de existirem oscilações com períodos próximos a 11 min. Observando a série (Fig. 8a) nota-se a presença marcante de oscilações de alta freqüência e energia em certos trechos da série. Como veremos, posteriomente na análise feita somente para esses trechos, essas oscilações estão relacionadas com a energia detectada nas estimativas espectrais.

Tabela 3.1: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação D, prof. de 5 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	5.2	0.1124	0.0493
3	0.7854	8.0	5.0	0.1166	0.0496

Tabela 3.2: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação D, prof. de 5 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	28.4	0.6599	0.0493
2	0.5236	12.0	11.7	0.3274	0.0496
3	0.7854	8.0	9.9	0.3495	0.0499
4	1.0472	6.0	5.4	0.1632	0.0502

Tabela 3.3: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação D, prof. de 12 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	14.1	0.2331	0.0493
2	0.5236	12.0	8.8	0.1186	0.0496

Tabela 3.4: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação D, prof. de 12 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	25.1	0.6352	0.0493
3	0.7854	8.0	7.5	0.1536	0.0496
4	1.0472	6.0	4.3	0.0600	0.0499

Tabela 3.5: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação D, prof. de 20 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	8.7	0.3823	0.0493
2	0.5236	12.0	6.2	0.3175	0.0496
4	1.0472	6.0	2.6	0.0806	0.0499

Tabela 3.6: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação D, prof. de 20 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	6.7	0.3216	0.0493
2	0.5236	12.0	6.6	0.4590	0.0496
137	35.8670	0.2	1.9	0.0682	0.0499

Tabela 3.7: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação D, prof. de 34 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	4.4	0.2066	0.1014
2	0.5236	12.0	4.3	0.2495	0.1027

Tabela 3.8: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação D, prof. de 34 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	6.1	0.3837	0.1014
2	0.5236	12.0	5.3	0.4674	0.1027
3	0.7854	8.0	2.6	0.2123	0.1042

3.4.2 Estação E

Na profundidade de 5 metros, o periodograma calculado para a componente v apresenta os maiores picos localizados nos harmônicos 1 e 3, períodos de 24 e 8 horas, respectivamente (Fig.65a). O Teste de Fisher-Whittle confirma a significância destes harmônicos e revela a existência de outros (Tabela 3.10).

Ao longo da componente u, o Teste de Fisher-Whittle (Tabela: 3.9) mostra que as amplitudes maiores pertencem aos harmônicos 1,2,3,4,5,7 e 9. Destas amplitudes, somente a dos harmônicos 1, 7 e 9 aparecem bem resolvidas no periodograma da figura 65a. Nos espectros de potência (Fig.68a e b) todas essas freqüências aparecem concentradas e encobertas por uma curva sem resolução na baixa freqüência, não fornecendo informações adicionais.

Na profundidade de 12 metros pode-se observar nos periodogramas (Fig.65b), além das amplitudes associadas aos períodos de maré diurna na componente u, e semidiurna na componentes v, a existência de valores elevados para as amplitudes do harmônico de número 5. Esse componente harmônico, correspondente a um período de 4,8 horas, foi aprovado com ($\alpha = 1$ %) pelo Teste de Fisher-Whittle. A presença desse componente harmônico é evidente em ambas as componentes, sendo que na componente v sua amplitude é a segunda maior (Tabela 3.12).

O resultado do Teste do Ruído Branco para as séries das componentes u e v nesta profundidade (Fig.75) reforça a idéia de que esta oscilação com período de 4,8 horas tenha um caráter determinístico, ou seja, de acordo com o teste, este sinal tem mais de 95% de probabilidade de não ser um ruído branco.

O espectro de coerência, calculado a partir dos dados de vento e corrente na profundidade de 5 metros (Fig.37b), mostra que a correlação linear entre dois sinais na freqüência de 5 cpd é absolutamente insignificante, isso permite concluir que o vento não tem participação alguma nas oscilações da corrente com essa freqüência.

Por outro lado, uma oscilação com período de 4,8 horas não pode também estar associada a um componente de maré. Portanto, é possível que esta oscilação

seja determinada pelas características físicas e geométricas do sistema, ou em outras palavras, seja um seiche interno.

Essa oscilação aparece também com significância nas séries da componente u nas profundidades de 5 e 17 metros (Tabelas 3.9 e 3.13). Na apresentação dos dados de correntometria, seção (3.1), foi comentado que na profundidade de 17 metros esta oscilação é evidente mesmo no domínio do tempo (Fig.12a, componente u).

Na camada junto ao fundo, este período não foi detectado. Nota-se que não existe pico no harmônico de número 5 (Fig.65d). Neste periodograma prevalecem as componentes associadas a maré (Tabelas 3.15 e 3.16). A ausência desta oscilação em uma camada homogênea reforça a idéia de que ela seja uma onda interna.

Tabela 3.9: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação E, prof. de 5 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	13.6	0.4188	0.0493
2	0.5236	12.0	9.8	0.3736	0.0496
3	0.7854	8.0	7.6	0.3641	0.0499
4	1.0472	6.0	4.5	0.2024	0.0502
5	1.3090	4.8	4.1	0.2039	0.0505
7	1.8326	3.4	2.9	0.1283	0.0508
9	2.3562	2.7	2.2	0.0868	0.0511

Tabela 3.10: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação E, prof. de 5 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	7.2	0.4405	0.0493
3	0.7854	8.0	3.8	0.2220	0.0496
8	2.0944	3.0	2.7	0.1386	0.0499
4	1.0472	6.0	2.4	0.1330	0.0502
16	4.1888	1.5	1.9	0.0897	0.0505
7	1.8326	3.4	1.8	0.0935	0.0508
6	1.5708	4.0	1.8	0.1018	0.0511

Tabela 3.11: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação E, prof. de 12 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	12.1	0.5031	0.0493
2	0.5236	12.0	7.3	0.3713	0.0496
4	1.0472	6.0	4.4	0.2195	0.0499
3	0.7854	8.0	3.8	0.2032	0.0502
5	1.3090	4.8	3.1	0.1714	0.0505

Tabela 3.12: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação E, prof. de 12 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
2	0.5236	12.0	3.6	0.1736	0.0493
5	1.3090	4.8	2.3	0.0901	0.0496

Tabela 3.13: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação E, prof. de 17 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	7.1	0.4046	0.0493
2	0.5236	12.0	5.8	0.4563	0.0496
5	1.3090	4.8	3.0	0.2260	0.0499
4	1.0472	6.0	2.8	0.2539	0.0502
3	0.7854	8.0	2.1	0.1934	0.0505
8	2.0944	3.0	1.7	0.1464	0.0508

Tabela 3.14: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação E, prof. de 17 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	5.0	0.5097	0.0493
2	0.5236	12.0	3.3	0.4541	0.0496
4	1.0472	6.0	1.7	0.2256	0.0499

Tabela 3.15: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação E, prof. de 20 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	5.1	0.2068	0.1014

Tabela 3.16: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação E, prof. de 20 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	5.7	0.2601	0.1014
2	0.5236	12.0	4.6	0.2309	0.1027
4	1.0472	6.0	3.7	0.1985	0.1042

3.4.3 Estação F

A análise das periodicidades predominantes na estação F, indica que nas profundidades de 5 e 12 metros prevaleceu em geral a influência da maré. É possível observar nos gráficos dos periodogramas (Figs.66a e b) e Tabelas 3.17 a 3.20 (contendo os resultados do Teste de Fisher-Whittle), que os picos correspondentes ao período da semidiurna se sobressaem de maneira mais pronunciada, com exceção da componente u na profundidade de 5 metros, onde a amplitude do harmônico com período de 12 horas é o segundo em ordem decrescente de significância (Fig.66a, Tab.3.17).

Os periodogramas e, mais precisamente, o Teste de Fisher-Whittle, revelaram a existência de um harmônico significativo com período de 3,4h, na freqüência de 7 cpd, nas componentes u e v da corrente nas profundidades de 5 e 12 metros. Pode-se observar no espectro de coerência (Fig.40b), que a partir da freqüência de 7 cpd, começa a haver um aumento da correlação entre o vento e a corrente. Com base nesta análise pode-se supor que as oscilações observadas nos registros de corrente com período de 3,4 horas teriam sido produzidas por um processo de ressonância entre corrente e vento, no qual a corrente teria a sua amplitude de oscilação nesta freqüência amplificada pela energia recebida do vento.

Esta oscilação de 3,4 horas não foi detectada nas profundidades de 20 e 28 metros (Figs.66c e d). Nestas profundidades as únicas oscilações detectadas pelo periodograma e pelo Teste de Fisher-Whittle, foram as correspondentes à maré (Tabelas 3.21 a 3.24).

Tabela 3.17: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação F, prof. de 5 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	6.9	0.4128	0.0493
2	0.5236	12.0	4.7	0.3210	0.0496
3	0.7854	8.0	3.4	0.2466	0.0499
7	1.8326	3.4	1.4	0.0543	0.0502

Tabela 3.18: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação F, prof. de 5 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
2	0.5236	12.0	11.0	0.4455	0.0493
1	0.2618	24.0	10.3	0.6998	0.0496
4	1.0472	6.0	3.5	0.2656	0.0499
6	1.5708	4.0	1.5	0.0710	0.0502
7	1.8326	3.4	1.4	0.0654	0.0505
3	0.7854	8.0	1.4	0.0680	0.0508

Tabela 3.19: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação F, prof. de 12 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
2	0.5236	12.0	8.6	0.4550	0.0493
4	1.0472	6.0	4.3	0.2083	0.0496
3	0.7854	8.0	3.5	0.1742	0.0499
1	0.2618	24.0	2.9	0.1424	0.0502
7	1.8326	3.4	2.7	0.1411	0.0505
9	2.3562	2.7	2.1	0.1013	0.0508

Tabela 3.20: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação F, prof. de 12 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
2	0.5236	12.0	15.9	0.7291	0.0493
3	0.7854	8.0	4.8	0.2417	0.0496
4	1.0472	6.0	3.0	0.1298	0.0499
7	1.8326	3.4	2.5	0.1012	0.0502

Tabela 3.21: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação F, prof. de 20 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
2	0.5236	12.0	8.5	0.4148	0.0493
1	0.2618	24.0	8.5	0.6933	0.0496
3	0.7854	8.0	3.2	0.3248	0.0499

Tabela 3.22: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação F, prof. de 20 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
2	0.5236	12.0	10.5	0.5193	0.0493
1	0.2618	24.0	7.2	0.5078	0.0496
4	1.0472	6.0	4.7	0.4444	0.0499
3	0.7854	8.0	2.3	0.1860	0.0502

Tabela 3.23: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação F, prof. de 28 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
2	0.5236	12.0	3.8	0.3323	0.1014
1	0.2618	24.0	2.9	0.2988	0.1027
4	1.0472	6.0	2.1	0.2322	0.1042
6	1.5708	4.0	1.5	0.1466	0.1056
3	0.7854	8.0	1.3	0.1201	0.1071

Tabela 3.24: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação F, prof. de 28 metros. (Nível de significância (α) = 1 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
2	0.5236	12.0	2.5	0.2792	0.1014
1	0.2618	24.0	2.3	0.3309	0.1027
3	0.7854	8.0	1.8	0.3023	0.1042
4	1.0472	6.0	1.8	0.4319	0.1056

3.4.4 Estação G

Na estação G, posicionada fora da Baía, as periodicidades contidas nos registros de corrente e confirmadas pelo Teste de Fisher-Whittle são todas correspondentes a componentes harmônicos de maré, principalmente diurna e semidiurna (Tabelas 3.25 a 3.32), com excessão da componente v na profundidade de 25 metros. Segundo o Teste de Fisher-Whittle nesta série, o componente harmônico 121 foi aprovado ao nível de significância ($\alpha = 5\%$) (Tabela 3.30). Pode-se observar as elevações de amplitude e energia que aparecem no periodograma e no espectro de potência (Figs.76 e 69f). Como pode ser visto no resultado do Teste do Ruído Branco (Fig.77) a curva correspondente a essa série invade a linha de 75% de confiança, ficando abaixo desta, em freqüências superiores a 100 cpd, sugerindo que um sinal com freqüência de 121 cpd deva ser um efeito aleatório. Entretanto pode-se observar nas séries (Fig. 26a) a presença de oscilações de curto período e amplitude relativamente alta que ocorreram a partir das 11:30 h. Deve-se, portanto, considerar a existência destas oscilações a despeito do resultado do Teste do Ruído Branco.

Tabela 3.25: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação G, prof. de 5 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	9.6	0.5869	0.0493
2	0.5236	12.0	2.8	0.1221	0.0496
4	1.0472	6.0	1.9	0.0600	0.0499
3	0.7854	8.0	1.9	0.0638	0.0502

Tabela 3.26: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação G, prof. de 5 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	14.0	0.6607	0.0493
2	0.5236	12.0	5.3	0.2813	0.0496

Tabela 3.27: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação G, prof. de 12 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	6.3	0.4207	0.0493
2	0.5236	12.0	1.9	0.0647	0.0496

Tabela 3.28: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação G, prof. de 12 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	6.3	0.2694	0.0493
2	0.5236	12.0	4.3	0.1677	0.0496
4	1.0472	6.0	2.5	0.0680	0.0499

Tabela 3.29: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação G, prof. de 25 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	8.2	0.6688	0.0493
2	0.5236	12.0	2.0	0.1260	0.0496
4	1.0472	6.0	1.6	0.0847	0.0499

Tabela 3.30: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação G, prof. de 25 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	4.3	0.2914	0.0493
2	0.5236	12.0	3.7	0.3170	0.0496
3	0.7854	8.0	1.8	0.1111	0.0499
121	31.6780	0.2	1.2	0.0525	0.0502

Tabela 3.31: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação G, prof. de 47 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	5.4	0.4571	0.1014
2	0.5236	12.0	4.2	0.5217	0.1027
3	0.7854	8.0	1.3	0.1062	0.1042

Tabela 3.32: Resultado da aplicação do Teste de Fisher-Whittle, Estação G, prof. de 47 m, componente v. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	6.7	0.6395	0.1014
2	0.5236	12.0	3.1	0.3820	0.1027
5	1.3090	4.8	1.4	0.1327	0.1042

Tabela 3.33: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação H, prof. de 5 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	18.7	0.8053	0.0493
3	0.7854	8.0	3.2	0.1205	0.0496
4	1.0472	6.0	2.2	0.0676	0.0499

Tabela 3.34: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação H, prof. de 5 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	22.1	0.7251	0.0493
2	0.5236	12.0	6.0	0.1971	0.0496

Tabela 3.35: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação H, prof. de 12 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	11.4	0.4637	0.0493
2	0.5236	12.0	3.2	0.0663	0.0496

3.4.5 Estação H

Nesta estação, também localizada fora da Baía, todas as periodicidades detectadas são, sem exceção, correspondentes a componentes harmônicos de maré, com uma marcante presença da maré diurna, como mostram os resultados do Teste de Fisher-Whittle, (Tabelas 3.33 a 3.40).

Tabela 3.36: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação H, prof. de 12 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	16.6	0.5675	0.0493
2	0.5236	12.0	5.9	0.1631	0.0496
3	0.7854	8.0	3.0	0.0502	0.0499
8	2.0944	3.0	2.9	0.0508	0.0502

Tabela 3.37: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação H, prof. de 25 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	5.9	0.4961	0.0493
2	0.5236	12.0	2.9	0.2398	0.0496
3	0.7854	8.0	2.1	0.1668	0.0499
4	1.0472	6.0	1.8	0.1420	0.0502
8	2.0944	3.0	1.1	0.0580	0.0505

Tabela 3.38: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente v da corrente na Estação H, prof. de 25 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	6.6	0.4547	0.0493
2	0.5236	12.0	5.5	0.5934	0.0496
4	1.0472	6.0	1.9	0.1759	0.0499
3	0.7854	8.0	1.5	0.1224	0.0502

Tabela 3.39: Resultado da aplicação do Teste de Fisher com a extensão de Whittle no periodograma da componente u da corrente na Estação H, prof. de 47 metros. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	0.6	0.2151	0.1014
6	1.5708	4.0	0.4	0.1100	0.1027

Tabela 3.40: Resultado da aplicação do Teste de Fisher-Whittle, Estação H, prof. de 47 m, componente v. (Nível de significância (α) = 5 %).

Nº do harmônico(cpd)	Freq.(rad/h)	Período(h)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
1	0.2618	24.0	1.5	0.2149	0.1014
6	1.5708	4.0	0.9	0.1104	0.1027

Foram feitas análises em alguns trechos de algumas séries de correntometria, nos quais havia a suspeita de existirem ocilações com características de seiches. É o caso, por exemplo, da série de velocidade na estação D na profundidade de 12 metros (Fig. 5b), onde pode-se observar um aumento considerável de energia nas oscilações da corrente que ocorreram a partir das 21:30h. A análise para esse trecho com a aplicação do Teste de Fisher-Whittle, revelou a presença de oscilações com períodos em torno de 21 min (Tabela 3.41). O nível de significância do teste foi ($\alpha = 80\%$), fato que provoca uma profunda incerteza na significância dessas amplitudes. Contudo é possível que estas oscilações não tenham um caráter puramente aleatório, tendo em vista a grande quantidade de energia envolvida nestas oscilações e a visível regularidade com que elas ocorrem.

Ainda nessa estação na profundidade de 20 metros (Fig. 8a), é possível observar duas oscilações com feição de seiches, que ocorreram entre 13:30 e 21:30 h e em torno de 24:00 h, em ambas as componentes. Na análise feita para as séries das componentes u e v no trecho citado acima (Figs.78a e 79a), aplicou-se um filtro diferença para a eliminação da baixa freqüência e obteve-se as séries filtradas apresentadas nas figuras 78b e 79b. Os periodogramas calculados para essas séries, com e sem filtragem, são apresentados nas figuras 78c e 79c. Nestas figuras, a linha tracejada representa o periodograma da série original e a linha cheia o da série filtrada. Nota-se que o filtro diferença produz uma amplificação dos sinais de alta freqüência.

A aplicação do Teste de Fisher-Whittle nos periodogramas das séries filtradas indicou a existência de oscilações com períodos em torno de 11 min. O teste foi aplicado com um nível de significância ($\alpha = 10\%$) para a componente u e ($\alpha = 1\%$) para a componente v (Tabela 3.42 e 3.43).

Para o periodograma da série original (sem filtragem) da componete u, o teste não indicou a existência de qualquer harmônico significativo. Para o periodograma da componente v, original, o teste indicou a significância do período de 10,49 min. Deve-se lembrar que este mesmo componente harmônico já havia sido identificado na análise feita para a série completa (Tabela 3.6).

Embora as amplitudes associadas aos períodos de aproximadamente 11 min tenham sido aprovadas com alta significância, o fato do filtro diferença produzir amplificação da energia na alta freqüência, pode acarretar erro na análise, fazendo com que sinais com freqüências próximas à de corte e que tenham um caráter aleatório, venham a ser interpretados como determinísticos. Por outro lado, a presença de oscilações de curto período e alta energia é evidente na séries (Fig. 8a), sugerindo que oscilações com período de 11 min talvez existam.

Na estação G, profundidade de 5m, a série da componente v (Fig. 21a) sugere a presença de uma oscilação no trecho entre 3:30 h e 11:30 h. Na análise espectral realizada somente para esse trecho (Fig. 80a), fez-se a eliminação de uma tendência visivelmente presente, utilizando regressão linear. A série obtida (sem tendência) é apresentada na figura 80b. Os periodogramas calculados para as séries com tendência (linha tracejada) e sem tendência (linha cheia) são apresentados na figura 80c. O Teste de Fisher-Whittle aplicado a estes periodogramas revelou a existência de um período de 20,64 min, com significância muito baixa ($\alpha = 50\%$), (Tabelas 3.44).

Nessa mesma estação na profundidade de 25 metros é possível observar nos gráficos das séries u e v, oscilações de curto período e alta energia após às 11:30h até o final do registro (Fig. 26a). O Teste de Fisher-Whittle aplicado aos periodogramas dessas séries (Figs. 81a e b) revelou oscilações com período em torno de 12 min com alta significância ($\alpha = 5\%$) (Tabelas 3.45 e 3.46). É importante ressaltar que na análise feita para a série completa da componente v, identificou-se como significativo o harmônico de número 121 que corresponde ao período de 12 min (Tabela 3.30).

Tabela 3.41: Resultado da aplicação do Teste de Fisher-Whittle, Est. D, prof. 12 m, comp. u, trecho entre: 21:30h e 9:30h (Nível de significância (α) = 80 %).

Período (min)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
22,07	7,62	0,0699	0,0672
16,84	7,44	0,0716	0,0680
14,54	6,95	0,0726	0,0697
30,47	6,63	0,0711	0,0706

Tabela 3.42: Resultado da aplicação do Teste de Fisher-Whittle, Est. D, prof. 20 m, comp. u, trecho entre: 13:30h e 1:30h (Nível de significância (α) = 10 %).

Período (min)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
11,22	5,94	0,0979	0,0975
11,42	5,74	0,1015	0,0987
10,49	5,42	0,1007	0,1000

Tabela 3.43: Resultado da aplicação do Teste de Fisher-Whittle, Est. D, prof. 20 m, comp. v, trecho entre: 13:30h e 1:30h (Nível de significância (α) = 1 %).

Período (min)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
10,49	6,84	0,1822	0,1299

Tabela 3.44: Resultado da aplicação do Teste de Fisher-Whittle, Est. G, prof. 5 m, comp. v, trecho entre: 3:30h e 11:30h (Nível de significância (α) = 50 %).

Período (min)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
320,00	2,41	0,1087	0,0714
20,64	1,87	0,0737	0,0723

Tabela 3.45: Resultado da aplicação do Teste de Fisher-Whittle, Est. G, prof. 25 m, comp. u, trecho entre: 11:30h e 19:30h (Nível de significância (α) = 5 %).

Período (min)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
12,19	2,53	0,1416	0,1315

Tabela 3.46: Resultado da aplicação do Teste de Fisher-Whittle, Est. G, prof. 25 m, comp. v, trecho entre: 11:30h e 19:30h (Nível de significância (α) = 5 %).

Período (min)	Amp.(cm/s)	Estat.	Valor cr.
500,00	2,76	0,1200	0,1191
11,62	2,63	0,1241	0,1211

3.4.6 Seiches e outras oscilações

Para calcular os períodos naturais de oscilação das ondas internas estacionárias eventualmente existentes nas diferentes porções da Baía da Ilha Grande, utilizou-se a teoria apresentada na seção (2.3.3). Esta teoria é aplicada para a determinação do período de uma onda interna estacionária oscilando ao longo da interface de um sistema de duas camadas com densidades diferentes em um corpo d'água fechado ou parcialmente fechado.

Para estes cálculos, os valores dos comprimentos (l) das bacias, foram medidos sempre ao longo da direção preferencial da corrente nas profundidades de 5 e 12 metros em cada estação (Fig.82). Ao medirmos os valores de (l) desta forma assumimos que as variações que aparecem sob a forma de oscilações ocorrem na mesma direção em que é observado o movimento predominante das correntes. Os valores do comprimento (l) e das profundidades (h_1 e h_2), foram obtidos na Carta Náutica nº 1607, publicada em 7 de Outubro de 1985, pela DHN.

Porção Oeste

A Porção Oeste, local onde foi realizada a estação D (Fig.1) pode ser considerada como uma baía parcialmente aberta com comprimento L = 28,5 km e profundidade média de 30 m (Fig.82).

O perfil médio de densidade calculado para esta estação (Fig.60a), sugere uma estratificação em duas camadas com uma picnoclina estendendo-se de zero a 20 metros ($h_1 = 20m$) com densidade média $\rho_1 = 1.025,2kg\ m^{-3}$, e uma camada isopicnal de 20 a 30 metros ($h_2 = 10m$) com densidade média de $\rho_2 = 1.027,7kg\ m^{-3}$.

Substituindo estes valores na equação (2.68) e considerando g (aceleração da gravidade) igual a 9,8 $m\ s^{-2}$, obtém-se um período $T \approx 79$ horas, muito maior do que os períodos detectados na análise das periodicidades (seção 3.4). Entretanto, supondo a existência de 3 linhas nodais, teremos: $T_3 \approx \frac{79}{3} = 26{,}3$ horas, um período próximo ao período de 24 horas que mostrou ser o mais significativo na estação D,

principalmente nas profundidades de 12 e 20 metros, com picos destacados em ambas as componentes do vetor velocidade da corrente. Contudo, por esta oscilação ter um período próximo ao da maré diurna, sua presença pode ter sido camuflada pela maré. Para que houvesse uma amplificação do sinal da maré diurna, seria necessário que a Baía tivesse uma largura dada pela equação (2.68) de 8,6 km aproximadamente, muito menor do que os 28,5 km reais. Assim sendo, devemos desprezar a hipótese de que tenha ocorrido ressonância, mas, tendo em vista a grande irregularidade geométrica da Baía e as profundas limitações da teoria utilizada, é razoável supor a existência de uma co-oscilação do sistema com a maré diurna no oceano.

Canal Central

No Canal Central, estação E, comprimento (l) foi medido ao longo da direção indicada na figura 82 (linha cheia), os valores de densidade calculados e a espessura das camadas foram extraídas da figura 60b.

Estes valores, introduzidos na equação (2.67), são os seguintes:

$h_1 = 10m;$

$h_2 = 10m;$

$\rho_1 = 1.024,6kgm^{-3};$

$\rho_2 = 1.026,6kgm^{-3};$

$l = 8km.$

Os períodos obtidos foram:

para 1 linha nodal $\Longrightarrow T_1 =$ 14,4 horas;

para 2 linhas nodais $\Longrightarrow T_2 =$ 7,2 horas;

para 3 linhas nodais $\Longrightarrow T_3 =$ 4,8 horas.

Assim, supondo que haja 3 linhas nodais o período de oscilação calculado para o sistema é igual ao detectado na análise das periodicidades feita na seção (3.4). Nesta análise, o pico espectral correspondente ao período de 4,8 horas foi aprovado pelo Teste de Fisher-Whittle (Tabelas 3.11 e 3.12) e pelo Teste do Ruído Branco.

Considerando toda a extensão da Baía ao longo da direção leste-oeste, medindo o seu comprimento desde a extremidade da Porção Oeste até a Ilha de Marambaia, passando através do Canal Central (figura 82, linha tracejada), obtém-se $l = 75$ km. Supondo que as condições de estratificação de densidade e expessura das camadas, sejam as mesmas do Canal Central, usando a equação (2.67), encontrou-se o período de 5,6 dias para uma onda interna estacionária oscilando neste sistema ao longo desta direção.

Obviamente, um período com esta duração não pode ser detectado nesse conjunto de dados, entretanto, a análise dos registros de correntometria feita no domínio do tempo (seção 3.1), revelou a existência de uma variação na intensidade e no sentido da componente este-oeste da corrente, que se apresentou sob a forma de uma tendência nestas séries (Figs. 9a e b). É possível que esta tendência represente parte de uma oscilação com período muito maior do que 24 horas, talvez um seiche interno de $T =$ 5,6 dias.

Porção Leste

Na estação **F** os valores de: comprimento da Baía (Fig.82), profundidades e densidades (Fig.60c), são os seguintes:

$L = 12km$;

$h_1 = 15m$;

$h_2 = 5m$ (assumiu-se que a profundidade média desta porção da Baía é de 20m);

$\rho_1 = 1.025,0kgm^{-3}$;

$\rho_2 = 1.027,0kgm^{-3}$.

Substituindo estes valores na equação (2.68) foram obtidos os seguintes períodos:

T_1 = 50 horas , nº de nodos = 1;

T_3 = 17 horas , nº de nodos = 3;

T_5 = 10 horas , nº de nodos = 5;

T_7 = 7 horas , nº de nodos = 7;

T_9 = 5,5 horas , nº de nodos = 9;

T_{11}= 4,5 horas , nº de nodos = 11;

T_{13}= 3,8 horas , nº de nodos = 13;

T_{15}= 3,3 horas , nº de nodos = 15.

De acordo com estes cálculos, somente no 15º modo normal de oscilação existe um período próximo ao detectado na análise das periodicidades, que foi de 3,4 h (Tabelas 3.17 a 3.20). Possivelmente o vento é a forçante externa capaz de excitar especificamente este modo normal de oscilação, fornecendo de energia nesta freqüência. Esta interpretação é confirmada pela análise espectral cruzada que indicou a existência de uma certa coerência entre vento e corrente nesta faixa de freqüência (Fig.40b).

Outro resultado importante é a predominância do período de 12 horas nos dados de correntometria desta estação. De acordo com os cálculos hidrodinâmicos, equação (2.68), para que houvesse ressonância do sinal da maré semidiurna, seria necessário que a Baía tivesse um comprimento de 3 km, bem diferente dos 12 km medidos. Deve-se, portanto eliminar a hipótese de ressonância, sem contudo desprezar a possibilidade da existência de uma co-oscilação desta porção da Baía com a maré semidiurna no mar aberto.

Sistema constituido pelas duas baías e o canal

Aplicando a teoria de Neumann(1944), equação (2.69), no sistema constituído pelas Baías de Sepetiba e Ilha Grande e o Canal Central, encontrou-se um período de aproximadamente 6h. A solução para a equação (2.69) foi obtida graficamente (Fig.83).

O período de 6 horas está presente em todos os registros de correntometria nas diferentes porções da Baía, tendo sido significativo na análise de periodicidades. Tais resultados confirmam a existência de uma oscilação com este período para o sistema composto pelas duas Baías e o canal, corroborando resultados semelhantes obtidos por Signorini (1980a).

4

DISCUSSÃO

Na estação D, localizada na Porção Oeste, a análise dos registros de correntometria indicou a existência de uma corrente resultante, entre 5 e 20 metros, em direção ao interior da Baía (Fig.6). Na profundidade de 5 metros, a corrente manteve sua direção praticamente constante durante todo o ciclo de maré. Embora as variações de intensidade, com períodos de 12 e 24 horas, tenham sido detectadas em todas as análises, a constância na direção do movimento evidencia a irrelevante participação da maré no comportamento da corrente nesta profundidade. Por outro lado, a comparação do diagrama vetorial progressivo do vento (Fig.34) com o diagrama vetorial progressivo da corrente (Fig.6a), mostra que o padrão predominante da corrente existente nesta posição também não foi influenciado pelas variações do vento, apesar da corrente ter apresentado variações de intensidade em fase com o vento nas baixas freqüências, como mostraram os espectros de coerência e fase (Figs. 35a e b).

Na estação E (Canal Central), a corrente observada na superfície (5m) foi intensa e unidirecional, fluindo sempre da Porção Oeste para a Porção Leste (Fig.11a), evidenciando que o sentido do fluxo não foi influenciado pelas variações da maré.

Na Porção Leste (estação F) o fluxo na profundidade de 5 metros foi, durante quase todo o período de amostragem, do oceano para o interior da Baía, passando entre as Ilhas Grande e Marambaia (Fig.16a), mostrando-se também indiferente às variações do vento e da maré.

Contudo, a análise dos perfis de $\sigma_{S,T,p}$ (Fig.60) revelou uma diferença na distri-

buição horizontal de densidade nas águas superficiais, acima de 5 metros, causada pela influência da água de origem fluvial proveniente da Baía de Sepetiba. Esta água agindo como um sorvedouro de salinidade, produziria uma diminuição da densidade na Porção Leste, gerando assim, gradientes horizontais de densidade que induziriam os movimentos observados na camada superficial, em direção ao Canal Central e a Porção Leste.

Outras informações sobre a distribuição horizontal de densidade no interior da Baía e sobre a circulação superficial, podem ser encontradas em Miranda *et al.* (1977) e em Signorini (1980a).

Miranda *et al.* (*op.cit.*), analisaram um registro contínuo de temperatura e salinidade da água superficial, obtido ao redor da Ilha Grande em 21 de junho de 1975. As medições foram feitas, utilizando-se um termosalinógrafo com o navio em movimento o que permitiu cobrir uma grande área, obtendo-se assim uma visão geral da distribuição horizontal de temperatura e salinidade da região. Os autores verificaram o empobrecimento do conteúdo salino na água superficial da Porção Leste e afirmaram que a descarga fluvial na Baía de Sepetiba poderia ser a principal responsável pela grande diferença de salinidade entre as águas das duas porções da Baía.

Signorini (*op.cit.*) observou a presença de um fluxo horário quase estacionário ao redor da Ilha Grande e atribuiu sua existência à estratificação de densidade. Segundo o autor, neste fluxo a água salgada da plataforma entra pela Porção Oeste circula ao redor da Ilha Grande misturando-se, eventualmente, com a água doce proveniente da Baía de Sepetiba, em um processo onde fontes de água salgada e doce mantêm continuamente a estratificação de densidade.

Destas informações, conclui-se que a circulação observada no interior da Baía na profundidade de 5 metros deva ser produzida pela diferença horizontal de densidade entre as Porções Oeste e Leste, conforme proposto por Signorini (*op.cit.*).

Com o aumento da profundidade, as correntes observadas nas estações D, E e F, apresentaram variações nas suas direções e sentidos e diminuição nas suas intensidades (Figs. 6, 11 e 16). Essas mudanças estariam associadas à uma diminuição

da intensidade da componente baroclínica do gradiente horizontal de pressão, conseqüente de uma homogeneização horizontal das águas alocadas nas camadas mais inferiores, provocando assim uma menor participação da circulação produzida pela diferença de densidade.

Essas três estações apresentaram uma estratificação vertical de densidade em duas camadas, com uma picnoclina ocorrendo entre 0 e aproximadamente 15 metros (Fig.60). Abaixo desta camada, os processos de mistura vertical mostraram-se bastante reduzidos. Reduziram-se, também, as diferenças de densidade entre as diferentes partes da Baía, provocando a diminuição do gradiente horizontal de densidade, e, conseqüente, predomínio das oscilações produzidas pela maré.

O resultado do cálculo da componente baroclínica da força do gradiente de pressão para a porção Leste da Baía, entre as estações F e E (Tabela 3.0.3), indica que até 5m de profundidade esta força atuou no sentido de favorecer o movimento para o interior da Baía. Nota-se, no diagrama vetorial progressivo (Fig.16a), que o movimento resultante observado, ocorreu nesta direção. Com o aumento da profundidade, o vetor força inverteu o seu sentido e passou a forçar o movimento para fora da Baía. Estes resultados encontram razoável concordância com o observado nos registros de corrente da estação F, principalmente com as observações da corrente de fundo, representadas nos diagramas das figuras 16c e d.

Os perfis verticais de temperatura e salinidade na Porção Leste (estação F, Figs.51 e 52), mostram que variações destas propriedades ocorreram somente em torno da profundidade de 15 metros. Estas variações estavam associadas ao movimento alternado da corrente que, do início dos registros até às 23:00 horas aproximadamente, apresentou um fluxo de água mais quente e menos salina da Baía para o oceano. A seguir, houve uma inversão do sentido da corrente provocando uma entrada de água oceânica, mais salina e fria. Posteriormente às 11:00h a corrente inverteu novamente, passando a transportar água mais quente, do interior da Baía para fora. Esses movimentos são confirmados pelos dados de correntometria. De acordo com os diagramas (Figs.16b e 17) as inversões no sentido da corrente ocorreram principalmente nas pro-

fundidades de 12 e 20 metros em horários quase simultâneos aos indicados nos perfis de temperatura e salinidade.

Nas camadas superficial e próxima ao fundo, não foram observadas variações significativas nos perfis de temperatura e salinidade (Figs.51 e 52). Isto indica que, nestas camadas, não houve mudança na direção da corrente, fato que é corroborado pelos diagramas das figuras 16a e d mostrando que as correntes nas camadas de superfície e fundo tiveram pouca variação em suas direções e sentidos.

Uma conclusão importante obtida a partir desta análise é que na camada onde a componente baroclínica do gradiente horizontal de pressão, apresentou intensidade nula (Tabela 3.0.3), a corrente sofreu variações de intensidade e sentido, com período de 6h. Estes resultados reforçam a idéia de que a circulação produzida pela distribuição horizontal de densidade seja a principal responsável pelos movimentos observados na superfície. Nas camadas onde a diferença horizontal de densidade é reduzida os movimentos são dominados por oscilações associadas à maré ou a seiches.

As observações da corrente junto ao fundo indicaram a existência de um fluxo resultante para fora da Baía nas aberturas para o oceano nas Porções Leste e Oeste, diferentemente ao descrito em Ikeda & Stevenson (1980) que verificaram em junho de 1976 uma circulação de fundo no sentido horário, com entrada de água pela Porção Oeste e saída pela Porção Leste.

Na estação E os gráficos das séries de corrente (Figs.9a, b e 12a), apresentaram uma marcante diminuição da intencidade da velocidade. Na profundidade de 5m esta tendência foi detectada, contudo, não houve a inversão do sentido do movimento. Nas profundidades inferiores (12 e 17m), surgiram fluxos de retorno, cuja ocorrência pode estar relacionada à tendência ou à correntes de maré (Figs.9a, b e 12a). É possível que essa tendência represente parte de uma oscilação com período maior do que a duração do registro. Esta interpretação é reforçada pelo resultado obtido no cálculo hidrodinâmico de seiche, que forneceu um período de 5,6 dias para uma onda estacionária oscilando ao longo de toda a extensão da Baía passando pelo Canal Central. Esta interpretação corrobora com os resultados obtidos por Signorini (1980a)

que detectou, no Canal Central, oscilações com períodos de 5 a 6 dias, na superfície e a 10 metros cuja origem não foi explicada.

Na Porção Oeste (estação D), foram observadas oscilações cujos períodos predominantes parecem estar associados a componentes harmônicos de maré. Contudo o cálculo do período de seiches e outras oscilações revelou a possibilidade da existência de oscilações com períodos aproximadamente iguais aos de maré. Esses períodos são de 26,3 horas para uma onda interna estacionária com três pontos nodais e de 6 horas para todo o sistema, constituído de dois corpos de água interligados pelo canal. É possível que as oscilações observadas tenham ocorrido em conseqüência da ação conjunta destes dois fatores, co-oscilação com a maré e seiche.

Na estação E, no Canal Central, o cálculo hidrodinâmico de seiches e a análise espectral revelaram a existência de uma oscilação significativa com período de 4,8 horas, além das oscilações produzidas pela maré. Essa oscilação, foi detectada principalmente próximo a interface das duas camadas, aproximadamente 10m, não aparecendo na camada de fundo, que mostrou-se homogênea, não possibilitando portanto o desenvolvimento de uma onda interna. A análise cruzada entre vento e corrente indicou que não há qualquer relação entre estes sinais na faixa de freqüência de 5cpd, correspondente ao período de 4,8h (Fig.37b). Portanto, esse período deve corresponder a uma oscilação interna e livre, ou seja um seiche, associado à geometria daquela pequena parte do Canal Central onde foram realizadas as observações.

Na Porção Leste (estação F), foram encontrados, através da análise espectral, períodos significativos de 12,0 , 6,0 e 3,4 horas. A oscilação com período de 3,4 h e freqüência de 7cpd, foi identificada pelo cálculo hidrodinâmico do período de seiches, como correspondendo ao 15º modo natural de oscilação desta porção da Baía. Por outro lado, a análise espectral cruzada indicou a existência de uma pequena correlação linear entre vento e corrente com uma defasagem de 28 minutos, próxima a faixa de freqüência de 7cpd (Figs.40b e c). Logo, é possível que tenha havido um processo de ressonância entre vento e corrente, no qual, o vento atuando periodicamente sobre a superfície da Baía com uma freqüência de 7cpd, teria excitado o 15º modo natural

de oscilação do sistema (Porção Leste). Tal suposição é reforçada pela estimativa do espectro de potência para a série de vento (componente norte-sul, Fig.84), que mostra a existência de energia na faixa de freqüência próxima a 7cpd. Assim é possível que tenha ocorrido a transferência de energia do vento para a corrente com essa freqüência.

É interessante observar que o período de 3,4h foi detectado nas profundidades de 5 e 12 metros em ambas as componentes do vetor velocidade da corrente (Figs. 66a e b). Entretanto, nas profundidades de 20 e 28 metros (Figs. 66c e d) tal período não foi observado. Este resultado sugere que esta ocilação, se fosse um seiche interno, deveria ocorrer principalmente na interface das duas camadas, ou seja, na profundidade de 12m.

Em quase todas as séries de correntometria na estação F, as oscilações com período de 12 horas foram as mais significativas. O fato do sistema oscilar preferencialmente com freqüência semidiurna talvez indique uma resposta desta porção da Baía à forçante externa produzida pela maré semidiurna no oceano aberto, correspondendo a um processo de co-oscilação.

O período de 6h detectado em quase todas as séries nas três estações, corresponde, segundo a Teoria de Neumann, ao período natural de oscilação de todo o sistema compreendendo as duas porções da Baía e o Canal Central.

Oscilações com esse mesmo período haviam sido detectadas anteriormente por Signorini (1980a) que analisando séries temporais de σ_T, encontrou no Canal Central, oscilações internas com periodicidade de, aproximadamente, 6 horas e com amplitudes em torno de 5 metros. Este mesmo autor, realizando a análise espectral de séries temporais de corrente, obtidas em setembro de 1977, identificou um significante pico correspondente a um período de seis horas também no Canal Central.

Ikeda *et al.* (1989) apresentaram a análise espectral de séries de corrente e vento realizadas em agosto de 1975 e outubro de 1983 no Canal Central. Em ambas as épocas verificou-se um pico persistente ao redor de 6 horas nos espectros de corrente.

As análises feitas neste trabalho não indicaram a presença de oscilações com períodos de 1 hora, ao menos para os locais das estações. Diferentemente do des-

crito por Signorini (1980a), que encontrou, através da análise espectral, oscilações do tipo seiches com períodos de 1 hora na Porção Oeste.

No presente trabalho também não foi detectada a pulsação descrita em Ikeda & Stevenson (1980). Estes autores analisaram um conjunto de dados de correntometria obtidos em três estações realizadas em junho de 1976, e detectaram a ocorrência de um fenômeno periódico observado em todas as estações somente na profundidade de 10 metros. Este fenômeno, chamado pelos autores de "pulsação", ocorria de uma em uma hora, durava de 10 a 20 minutos e imprimia a corrente acelerações intensas. Encontraram, também nos periodogramas proeminentes picos na faixa espectral correspondente ao período de uma hora. Os autores afirmaram que o período de uma hora, provavelmente está associado à freqüência natural de oscilação da Baía, entretanto, a pulsação não podia ser explicada por essa idéia, uma vez que ela não apresentava uma variabilidade característica de seiches, mas sim súbitas e fortes mudanças periódicas de intensidade.

Os estimadores suavizados do espectro de potência (Figs.67, 68 e 69) calculados para as séries de correntometria, não apresentaram evidência segura de que houvesse energia concentrada em alguma faixa de freqüência superior a 10 cpd o que corresponde a períodos menores do que 2,5 horas aproximadamente. Toda a energia do espectro estava, sem dúvida, localizada na baixa freqüência.

Como um dos objetivos do trabalho foi detectar oscilações de curto período eventualmente existentes na Baía, a amostragem de dados foi feita tentando isolar picos espectrais que estivessem em freqüências maiores do que as de maré e menores do que a de Nyquist para as séries, no caso: 0,1 min^{-1} ($T = 10min$) e 0,04 min^{-1} ($T = 24$ min) para as correntes de fundo. Contudo, os resultados não satisfizeram essas espectativas e o que se obteve foram estimativas com linhas espectrais sem resolução alguma justamente na banda de freqüência onde toda a energia estava concentrada.

As elevações que aparecem em algumas estimativas alisadas dos espectros de potência, próximas à freqüência de corte, sugerindo uma possível presença de energia, estavam, em geral, dentro dos limites do intervalo de confiança, indicando que estas

elevações tinham um caráter somente aleatório. A ausência de sinal determinístico nestas freqüências foi confirmada também pelo Teste do Ruído Branco, no qual todas as alturas suspeitas foram reprovadas.

Contudo é possível que algumas destas oscilações não tivessem um caráter totalmente aleatório. Pois, como se verificou na análise feita para os trechos que apresentavam maior variância, estas oscilações de curto período possuiam uma grande energia e apresentavam muita regularidade. Quanto às causas destas oscilações de alta freqüência, que apresentavam em geral períodos de 11 e 20 min, não podemos afirmar que elas tenham sido produzidas pelo vento, uma vez que os dados de vento foram amostrados a intervalos de uma hora e os de corrente a cada 5 min, não sendo portanto possível correlacioná-los nesta faixa de freqüência. De acordo com o cálculo dos períodos de oscilação através das equações hidrodinâmicas, é praticamente impossível a existência de seiches com períodos dessa magnitude para bacias com as dimensões da Baía da Ilha Grande. Dessa forma, permanece desconhecida a causa dessas oscilações.

A seguir é apresentada uma tabela onde estão relacionados os períodos das principais oscilações detectadas neste trabalho e em trabalhos anteriores realizados na região.

Tabela 4.1: Períodos das principais oscilações observadas no interior da Baía da Ilha Grande, determinados em trabalhos anteriores e neste trabalho.

Autor	Localização	Profundidade (m)	Período (h)	Tipo
Signorini (1980a)	Porção Oeste	10	1,0 a 2,0	seiches
	Canal Central	0, 5, 10, 25	6,0	seiche em todo sistema
	Canal Central	10	5,0	seiche interno
	Canal Central	0 e 10	5 a 6 dias	desconhecido
	Porção Leste	10	12,0	maré
Ikeda & Stevenson (1982)	Porção Oeste	10	1,0	pulsação
	Porção Oeste	20	0,4	-
	Canal Central	10	1,0	pulsação
	Canal Central	17	6,4	-
	Porção Leste	10	1,0	pulsação
	Porção Leste	10	5,8	-
	Porção Leste	20	4,4	-
Ikeda *et al.* (1989)	Canal Central	10	6,0	-
Este trabalho	Porção Oeste	5, 12 e 20	6,0	seiche em todo sistema
	Porção Oeste	20	11 min	desconhecido
	Porção Oeste	12	21 min	desconhecido
	Canal Central	12	4,8	seiche interno
	Canal Central	5, 12, 17 e 20	6,0	seiche em todo sistema
	Porção Leste	5, 12, 20 e 28	12,0	co-oscilação com maré
	Porção Leste	5, 12, 20 e 28	6,0	seiche em todo sistema
	Porção Leste	5 e 12	3,4	ressonância com vento

Com relação ao cálculo dos períodos através das equações hidrodinâmicas, deve-se ressaltar que os valores previstos consistem em estimativas que fornecem somente uma idéia da ordem de grandeza destes períodos. Embora os valores obtidos através destes cálculos aproximem-se, em alguns casos, dos valores observados nos registros e encontrados na análise espectral, não há fundamento físico que justifique aceitar esses valores como representantes da realidade. Isso porque, a configuração geométrica da Baía, é obviamente, muito diferente de uma bacia retangular estreita, alongada e com profundidade constante, como pressuposta pela teoria. A utilização desta teoria justifica-se apenas por ter sido uma tentativa de previsão dos períodos predominantes nas diferentes porções da Baía da Ilha Grande.

Certamente a suposição mais aceitável feita na aplicação dessa teoria, foi considerar a água da Baía como um sistema com estratificação de densidade em duas camadas. A análise dos perfis de densidade revelou que toda camada de fundo da Baía, abaixo de 20 metros, é ocupada por uma mesma água com características da Água Subtropical. Segundo Emílsson (1959, 1961) a Água Subtropical é formada na região da Convergência Subtropical entre 30° e 40° sul, resultante da mistura da Água Tropical ($S > 36$, $T > 20^oC$), transportada pela Corrente do Brasil, com as águas sub-antarticas de baixa salinidade e temperatura. A água assim formada, devido a sua elevada densidade submerge e volta em parte para o norte constituindo uma corrente subsuperficial sob a Água Tropical, enquanto que a parte principal se dirige para leste. Sverdrup *et al.* (1942) denominam a massa de água formada por meio deste processo de Água Central do Atântico Sul (ACAS), cujos valores de temperatura e salinidade variam entre: $2^o < T < 18^oC$ e $34,5 < S < 36$. Contudo as características termohalinas da ACAS, assim como Sverdrup *et al.* (*op.cit.*) as definem, são muito amplas e variam consideravelmente de um lado a outro do oceano e, de acordo com Emílssom (*op.cit.*), torna-se conveniente fazer uma subdivisão e chamar aquela parte que submerge na extremidade ocidental da Convergência Subtropical e que se desloca para o norte de Água Subtropical, nome que aliás indica a região de origem desta massa de água, que é caracterizada por uma temperatura entre 10^oC e 20^oC e

uma salinidade entre 35,0 a 36,0. Emílssom (*op.cit.*) adotou praticamente a mesma terminologia proposta por Deacon (1933) mas com a seguinte diferença: a água denominada por Deacon de Água Subtropical Profunda foi denominada simplesmente de Água Subtropical, possivelmente pelo aspecto regional de sua pesquisa. Miranda (1982) afirma que a Água Subtropical definida por Emílsson (*op.cit.*) e a ACAS de Sverdrup *et al.* (*op.cit.*) representam, praticamente, a mesma massa de água no intervalo de temperatura de 13 a 18^oC.

Esse tipo de água geralmente é encontrado em profundidades muito maiores, aproximadamente 200 metros, próximo a quebra da plataforma da região (Signorini, 1980a). Sua presença em toda a região da Baía da Ilha Grande, em profundidades bem menores, 30 a 40 metros, deve-se, provavelmente, a um mecanismo de ressurgência que pode estar relacionado com o comportamento do vento e da corrente sobre a plataforma e próximo à costa, conforme foi observado nas estações G e H.

Na estação G verificou-se que o vento soprou em geral de leste para oeste em uma direção quase paralela à costa naquela posição (Fig.41). A corrente superficial nessa estação, embora tenha sofrido uma variação de direção com período de 24h, apresentou um movimento resultante para sul (Fig.23a), em uma direção normal a do vento. Na estação H, o vento observado foi de nordeste para sudoeste e paralelo à linha da costa (Fig.42). A corrente resultante nessa posição ocorreu em uma direção à esquerda do vento, como mostra a figura 28a. Em ambas as estações e em profundidades intermediárias (12 e 25 metros), as correntes foram em geral de leste para oeste. A existência dessas correntes é evidenciada nos perfis verticais de salinidade (Figs.55 e 58), onde a presença de um máximo de salinidade na profundidade de 15m deve-se, certamente, a uma corrente proveniente de nordeste e indo para sudoeste, paralela à costa transportando portanto águas mais salinas de latitudes menores.

No fundo, a 47m, as correntes apresentaram um movimento resultante no sentido exatamente contrário ao das camadas superiores (Figs. 23 e 28).

Esse comportamento diferenciado da corrente ao longo da profundidade poderia estar relacionado com a ação do vento na superfície e com o processo de ressurgência

responsável pela penetração da Água Subtropical na camada de fundo da Baía. De acordo com esta interpretação, o vento agindo na superfície em uma direção paralela a costa provocaria um transporte de água da costa para o oceano na camada superficial. Comparando os diagramas de corrente e vento (Figs. 23 e 41) para a estação G e das figuras 28 e 42 para a H, observa-se que tais movimentos ocorreram. Esse transporte de água superficial na direção normal à costa provocaria, na camada subsuperficial, a penetração de águas situadas ao largo e a conseqüente infiltração da Água Subtropical na camada de fundo. Por outro lado, o transporte superficial, provocaria também o abaixamento do nível do mar na costa e o conseqüente surgimento de uma força de gradiente de pressão cuja direção seria normal à costa e cujo sentido seria do oceano para a costa. Supondo que a força de gradiente de pressão seja equilibrada pela força de Coriolis, apareceria uma corrente geostrófica paralela à costa, na mesma direção do vento. As figuras 23b, 23c, 28b e 28c, mostram que a existência de uma corrente, aproximadamente paralela a costa nas profundidades de 12 e 25 metros. A penetração de águas mais densas em direção à costa pela camada subsuperficial, causaria uma elevação da picnoclina. Assim, na camada abaixo da picnoclina, a força de gradiente de pressão normal à costa apontaria para o oceano e a corrente geostrófica nessa camada teria sentido contrário àquela da corrente superficial, ou seja sentido oposto ao do vento. Como pode ser observado nas figuras 23d e 28 d, as correntes resultantes de fundo têm um sentido contrário ao do vento. Esta interpretação é uma tentativa de explicar o comportamento observado das correntes nas estações G e H e também a presença da Água Subtropical na camada de fundo da Baía. Entretanto como os registros têm somente a duração de um dia, seriam necessários séries maiores para que se pudesse obter uma interpretação mais segura.

Emílsson (1959, 1961) propõe um outro mecanismo para explicar a ocorrência de ressurgência em toda a região entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta (SC). Segundo ele, o fator principal no processo de ressurgência seria o aquecimento que sofrem as águas da camada superficial pela radiação solar. Neste mecanismo termohalino a água de reduzidas salinidade e temperatura, porém de elevada densidade, que

ocupa a faixa situada imediatamente a oeste da Corrente do Brasil sofre um aquecimento provocado pela radiação solar tornando dessa maneira a sua densidade igual ou inferior à da água quente do norte. A tendência de manter a estabilidade dinâmica faz com que a água aquecida e leve se afaste da região dando lugar a novo afluxo de água vinda de maior profundidade que por sua vez sofre o mesmo aquecimento e assim por diante.

Esse mecanismo termohalino, responsável talvez pela manutenção do mecanismo de ressurgência nessa região é segundo Emílsson (*op.cit.*) mais adequado do que a hipótese do sistema de ventos predominantes.

5

CONCLUSÕES

As diferentes análises realizadas no estudo das séries temporais de correntometria, hidrografia e vento permitiram investigar as principais características do comportamento das correntes na região da Baía da Ilha Grande. Com base nessas análises pode-se obter as seguintes conclusões:

1ª Os registros de correntometria indicaram a existência de uma circulação intensa e unidirecional, nas camadas superiores (5m) da Porção Oeste para a Porção Leste da Baía através do Canal Central, com intensidade média de $30,0\ cm\ s^{-1}$. Indicaram também a presença de um fluxo em direção ao interior da Baía, na abertura para o oceano da Porção Leste, nessa mesma camada, com intensidade média de $10,0\ cm\ s^{-1}$. Esses movimentos foram atribuídos a uma circulação produzida pela diferença na distribuição horizontal de densidade com pouca participação da maré e do vento. Nas camadas intermediárias (12 e 20 metros aproximadamente) observou-se uma crescente homogeneização horizontal da água com o aumento da profundidade e conseqüente redução da circulação produzida pela diferença de densidade, com maior participação da maré nos movimentos registrados. Nas camadas próximas ao fundo, observou-se a existência de um fluxo de dentro para fora da Baía nas duas aberturas para o oceano. Na Porção Oeste a velocidade média da corrente de fundo foi de $5,0\ cm\ s^{-1}$, para sudeste e na Porção Leste a velocidade média foi de $11,0\ cm\ s^{-1}$ para leste.

2ª A aplicação da análise espectral revelou a existência de oscilações com períodos de maré diurna, semidiurna e principalmente quartodiurna em toda a Baía, refletindo, uma resposta do sistema à maré no oceano. A aplicação da Teoria de Neumann indicou que o período de 6 horas corresponde ao período de oscilação natural da Baía.

3ª A análise espectral e o cálculo dos períodos através das equações hidrodinâmicas, revelaram a existência de oscilações com períodos de 4,8 horas no Canal Central e 3,4 horas na Porção Leste, associadas a seiche interno e oscilação forçada pelo vento, respectivamente.

4ª A análise dos dados de temperatura e salinidade indicou a presença de uma água de mesmo tipo ocupando a camada abaixo de 20m no interior da Baía. Essa água com característica de Água Subtropical, teria se infiltrado na camada de fundo da Baía graças a um processo de ressurgência produzido pela dinâmica dos ventos e das correntes na região da plataforma adjacente, ou através de um mecanismo termohalino como o proposto por Emílsson (1959, 1961).

Bibliografia

[1] BÅTH, M.

1974. Spectral analysis in geophysics. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company. 563p.

[2] BLOOMFIELD, P.

1976. Fourier analysis of time series: An introduction. New York, John Wiley & Sons. 246p.

[3] BOWDEN, K. F.

1983. The physical oceanography of coastal waters. Chichester, Ellis Horwood. 302p.

[4] BOX, G.E. & JENKINS, G.M.

1976. Time series analysis, forecasting and control. San Francisco, Holden-Day. 482p.

[5] DEACON

1933. A general account of the hydrology of the South Atlantic Ocean. Discovery Rep., 7:171-238.

[6] DEFANT,A.

1961. Physical oceanography, Vol. II. Oxford, Pergamon Press. 598p.

[7] EMÍLSSON, I

1959 . Alguns aspectos físicos e químicos das águas marinhas brasileiras. Ciênc. Cult., S Paulo, 11(2): 44-54.

[8] EMÍLSSON, I

1961 . The shelf and coastal waters off southern Brazil. Bolm Inst. oceanogr., S Paulo, 11(2):101-112.

[9] FISHER, R. A.

1929. Tests of significance in harmonic analysis. Proc. R. Soc., ser. A, 125:54-59.

[10] GAIT, N.

1975. Ajustamento sazonal de séries temporais. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto de Matemática e Estatística, S Paulo.

[11] GODIN, G.

1993. On tidal resonance. Continental Shelf Research, 13: 89-107.

[12] GONELLA, J.

1972. A rotatory-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series. Deep Sea Res., 19:833-846.

[13] IKEDA, Y. & STEVENSON, M.R.

1980. Determination of circulation and short period fluctuation in Ilha Grande Bay (RJ), Brazil. Bolm Inst. oceanogr, S Paulo. 29(1):89-98.

[14] IKEDA, Y. & STEVENSON, M.R.

1982 . Seasonal characteristics of hidrography, turbulence and dispersion near Ilha Grande (RJ), Brazil, based on R/V "Prof. W. Besnard" data. Bolm Inst. oceanogr., S Paulo, 31(1):11-32.

[15] IKEDA, Y.; GODOI, S. S. de.; CACCIARI, P. L.

1989. Um estudo de séries temporais de corrente na Baía de Ilha Grande, RJ. Relat. int. Inst. oceanogr. Univ. S Paulo. 28:1-24.

[16] JENKINS, G. M. & WATTS, D. G.

1968. Spectral Analysis and Its Applications. San Francisco, Holden-Day. 525p.

[17] JULIAN, P. R.

1975. Comments on the determination of significance levels. J. Atmos. Sci., 32: 836-837.

[18] KEYTE, F. K.

1965. On the formulas for correcting reversing thermometers. Deep Sea Res.,12(2):163-172.

[19] LEITE, J. B. de A.

1983. Estudos da variação de temperatura e salinidade, do sistema de correntes e sua estabilidade numa área de ressurgência. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico, S Paulo.

[20] LISITZIN, E.

1974. Sea-level changes. Amsterdan, Elsevier Scientific Pubishing Company. 174p.

[21] MAHIQUES, M. M.

1987. Considerações sobre os sedimentos de superfície e de fundo da Baía da Ilha Grande, Estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico, S Paulo.

[22] MIRANDA, L. B.

1972. Propriedades e variáveis físicas da água da plataforma continental do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico, S Paulo.

[23] MIRANDA, L. B.; YKEDA, Y.; FILHO, B. M. C.; PEREIRA FILHO, N.

1977.Note on the occurrence of saline fronts in the Ilha Grande (RJ) region. Bolm Inst. oceanogr., S Paulo, 26(2):249-256.

[24] MIRANDA, L. B.

1982. Análise de massas d'água da plataforma continental e da região adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) e Ilha de São Sebastião (SP). Tese de livre-docência. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico, S Paulo. 123p.

[25] MOOERS, C.N.K.

1973. A technique for the cross spectrum analysis of pairs of complex-valued time series, with emphasis on properties of polarized components and rotational invariants. Deep Sea Res., 20:1129-1141.

[26] MORETTIN, P. A. & MESQUITA, A. R.

1978. Spectral Methods in oceanography with applications. Bolm. Inst. oceanogr., S Paulo, 27(2):153-190.

[27] MORETTIN, P. A.

1979. Análise harmônica de processos estocásticos. Rio de Janeiro, IMPA.

[28] MORETTIN, P. A.; MESQUITA, A. R.; ROCHA, J. G. C. da.

1984. Tests for periodicities in time series: an application. Relat. int. Inst. oceanogr. Univ. S Paulo, (12):1-6.

[29] MORETTIN, P. A. & TOLOI, C. M.

1987. Séries temporais - métodos quantitativos. São Paulo, Atual Editora. 135p.

[30] NEUMANN, G.& PIERSON, W. J.

1966. Principles of physical oceanography. Englewood Cliffs. Prentice-Hall, 545p.

[31] PEREIRA, B.P. ; PAIS, M.B.Z. ; SALES, P.R.H.

1986. Análise espectral de séries temporais - uma introdução para Engenharia, Economia e Estatística. ELETROBRÁS S.A., Rio de Janeiro. 120p.

[32] PRIESTLEY, M.B.

1981. Spectral analysis and time series, Vol.1: Univariate series; Vol.2: Multivariate series, prediction and control. New York, Academic Press. 890p.

[33] PRITCHARD, D. W.

1973. Lectures In: Nato Advanced Study Insttitute on Estuary dynamics. Laboratório Nacional de Engenharia Cívil, Lisboa, v.4/5. 15p.

[34] PROUDMAN, J.

1953. Dynamical Oceanography. London, Methuen and Co. 409p.

[35] PUGH D. T.

1987. Tides, surges and mean sea-level a handbook for engineers and scientists. Chichester, John Wiley and Sons. 472p.

[36] ROCHA, J.G.C.

1983. Testes para componentes periódicas em séries temporais. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto de Matemática e Estatística, S Paulo.

[37] SIGNORINI, R. S.

1980a. A study of the circulation in Bay of Ilha Grande and Bay of Sepetiba. PartI. A survey of the circulation based on experimental field data. Bolm Inst. oceanogr., S Paulo, 29(1):41-55.

[38] SIGNORINI, R. S.

1980b. A study of the circulation in Bay of Ilha Grande and Bay of Sepetiba. PartII. An assessment to the tidally and wind-driven circulation using a finite element numerical model. Bolm Inst. oceanogr., SPaulo, 29(1):57-68.

[39] SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W. & FLEMING, R.H.

1942. The Oceans. Englewood Cliffs, Prentice-Hall. 1087p.

[40] THOMPSON, R. O. R. Y.

1979. Coherence significanse levels. J. Atmos. Sci., 36: 2020-2021.

[41] UNESCO

1981b. Background papers and supporting data on the International Equation of State of Seawater. UNESCO tech. pap. mar., Sci, (38):192p

[42] ZEMBRUSCKI, S. G.

1979. Geomorfologia da margem continental sul-brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: Projeto REMAC. Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas adjacentes (relatório final). Hernani A. F. Chaves ed. Rio de Janeiro. PETROBRAS-CENPES-DINTEP. p.129-177(Série Projeto REMAC, *nº* 7).

[43] WHITTLE, P.

1954. The statistical analysis of a seiche record. Journal of Marine Research, 13(1):76-100.

[44] WHITTLE, P.

1952. The simultaneus estimation of a time series harmonic components and covariance structure. Trab. Estat.,3:43-57.

FIGURAS

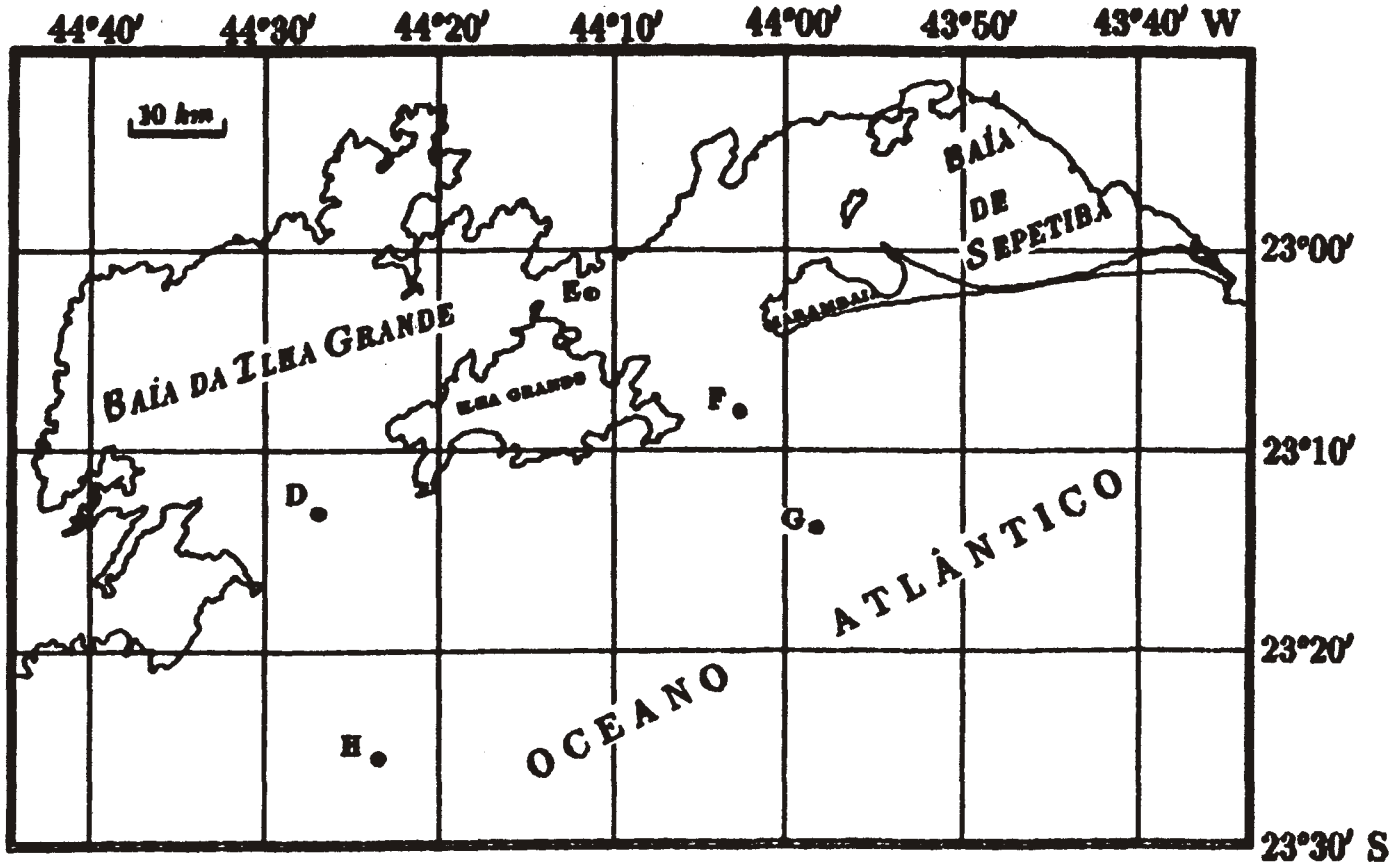


Fig. 1: Mapa indicando a região de estudo e a posição das estações oceanográficas.

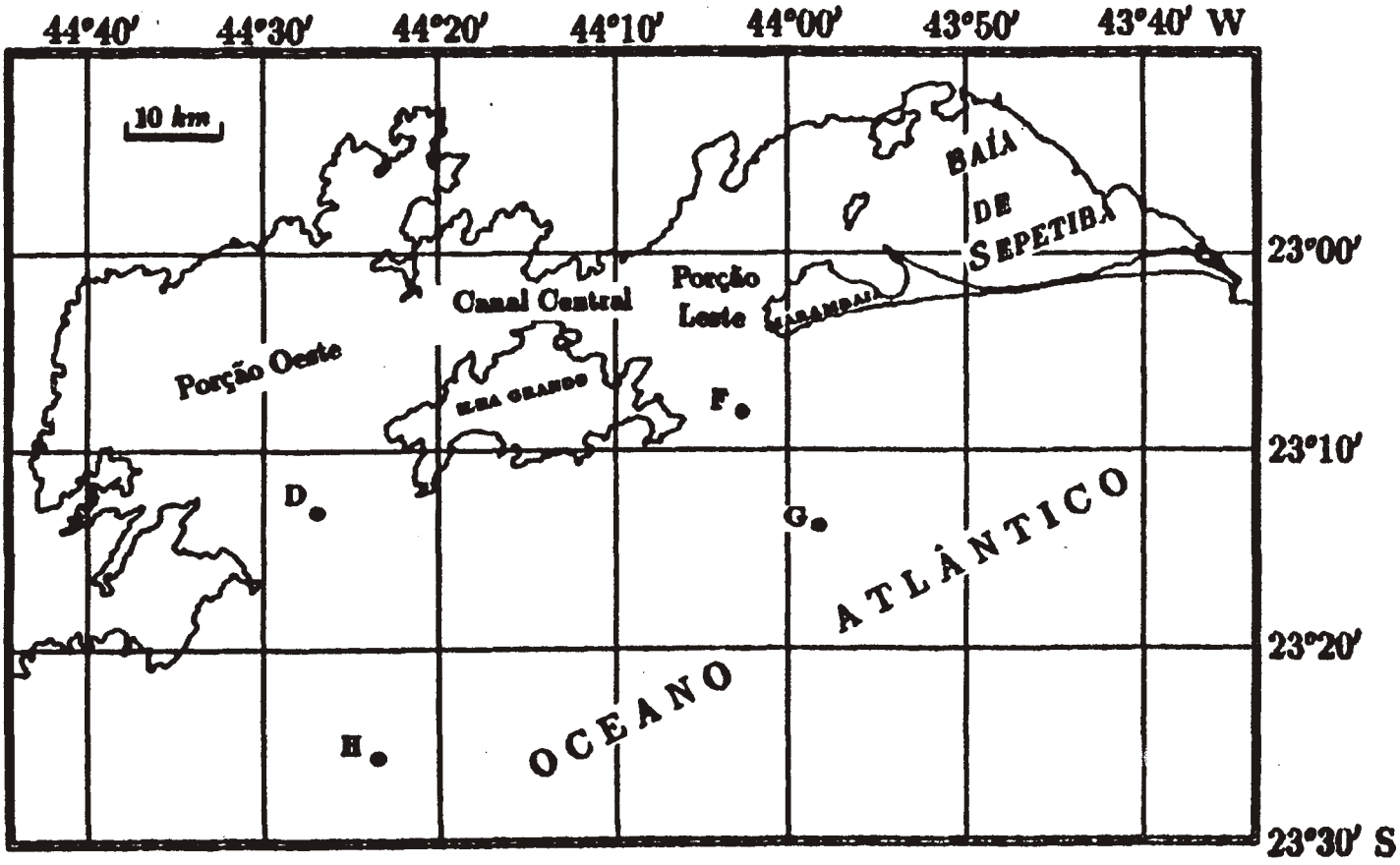


Fig. 2: Compartimentação fisiográfica da Baía da Ilha Grande.

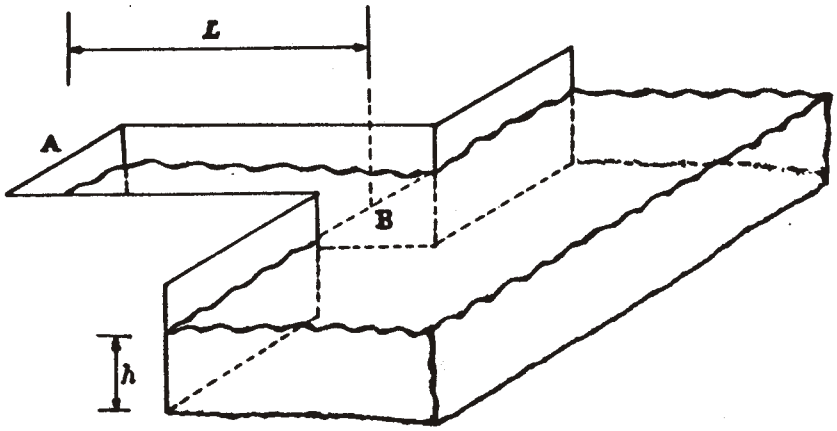


Fig. 3: Esquema de uma co-oscilação com a maré em uma baía.

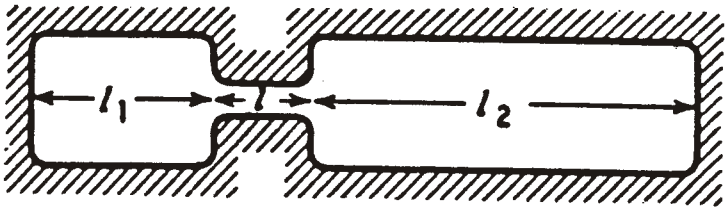
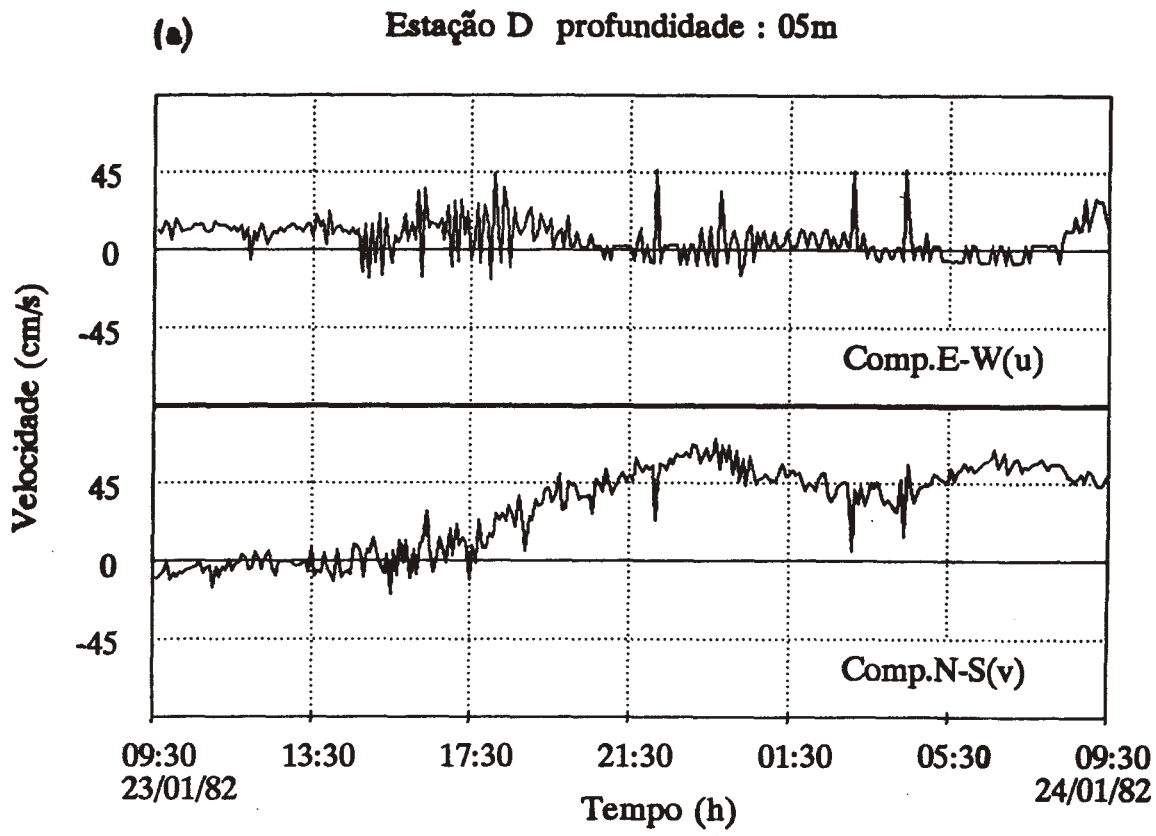


Fig. 4: Sistema constituído por duas baías conectadas por um canal estreito.



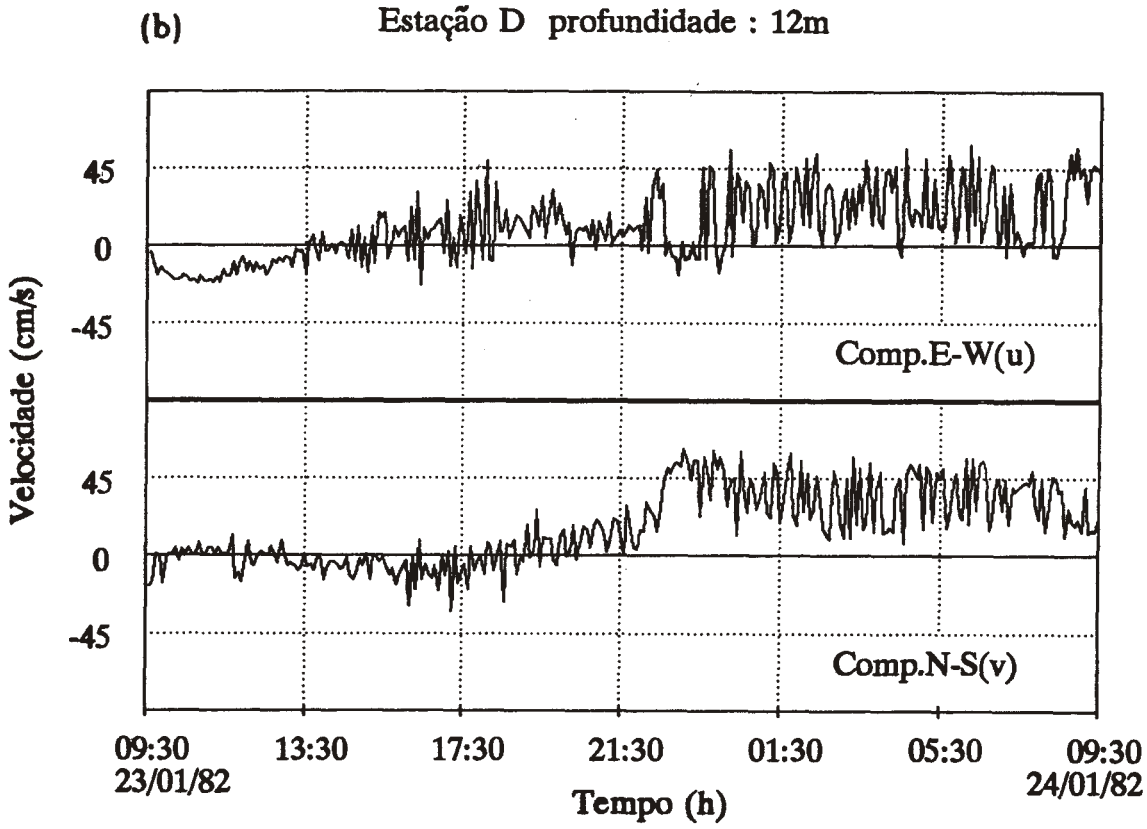


Fig. 5: Séries temporais das componentes *u* e *v* do vetor velocidade da corrente na Estação D. As profundidades de amostragem estão indicadas na parte superior de cada figura. Os instantes de início e término das séries estão indicados no eixo das abcissas, em hora local.

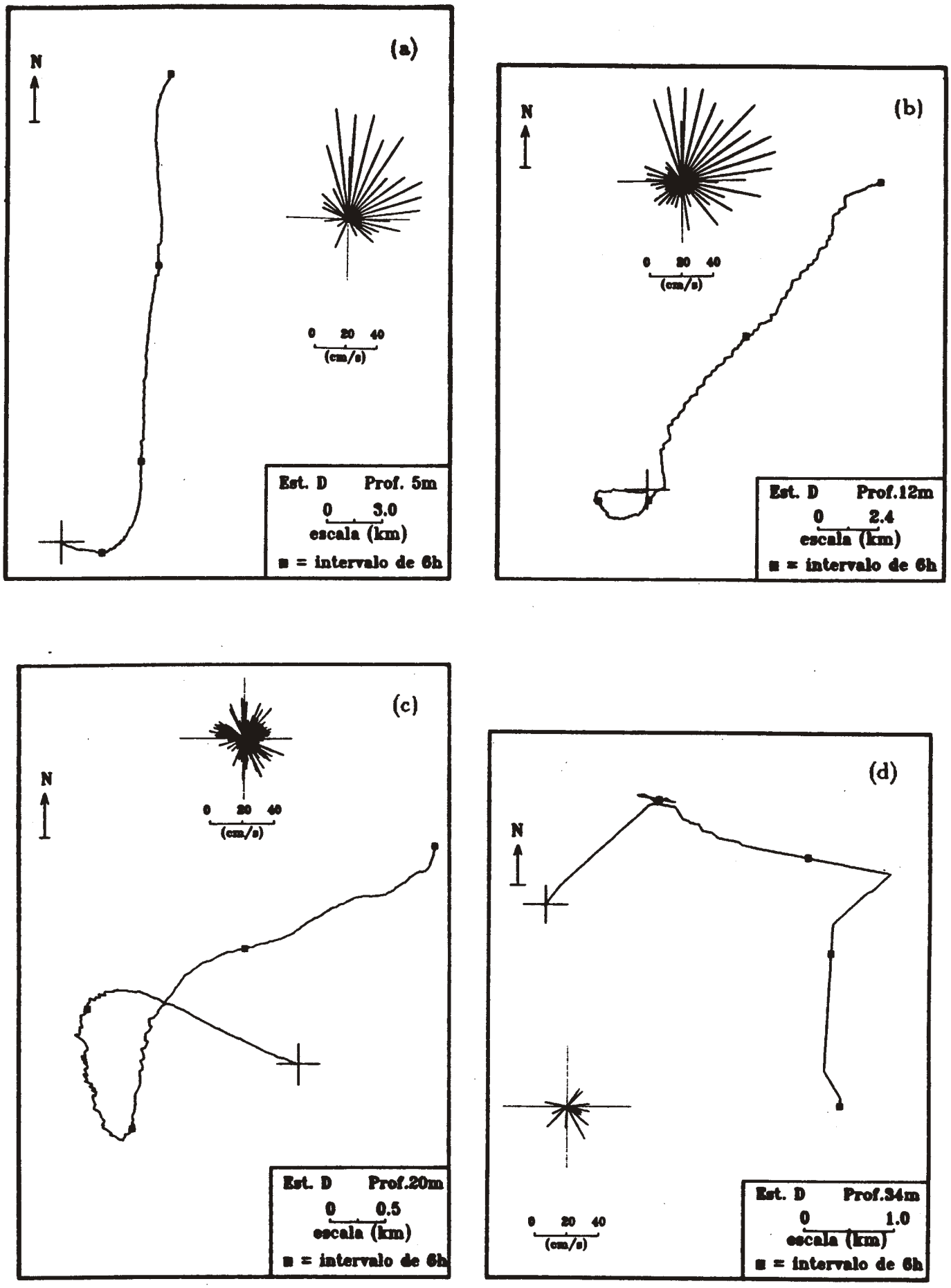


Fig. 6: Diagrama vetorial progressivo e diagrama rosa das correntes para as séries temporais de correntometria na Estação D.

(a) Prof.: 5 metros, início: 09:30h (23), término: 09:30h (24/01/82).
(b) Prof.: 12 metros, início: 09:30h (23), término: 09:30h (24/01/82).
(c) Prof.: 20 metros, início: 09:30h (23), término: 09:30h (24/01/82).
(d) Prof.: 34 metros, início: 09:25h (23), término: 09:25h (24/01/82).

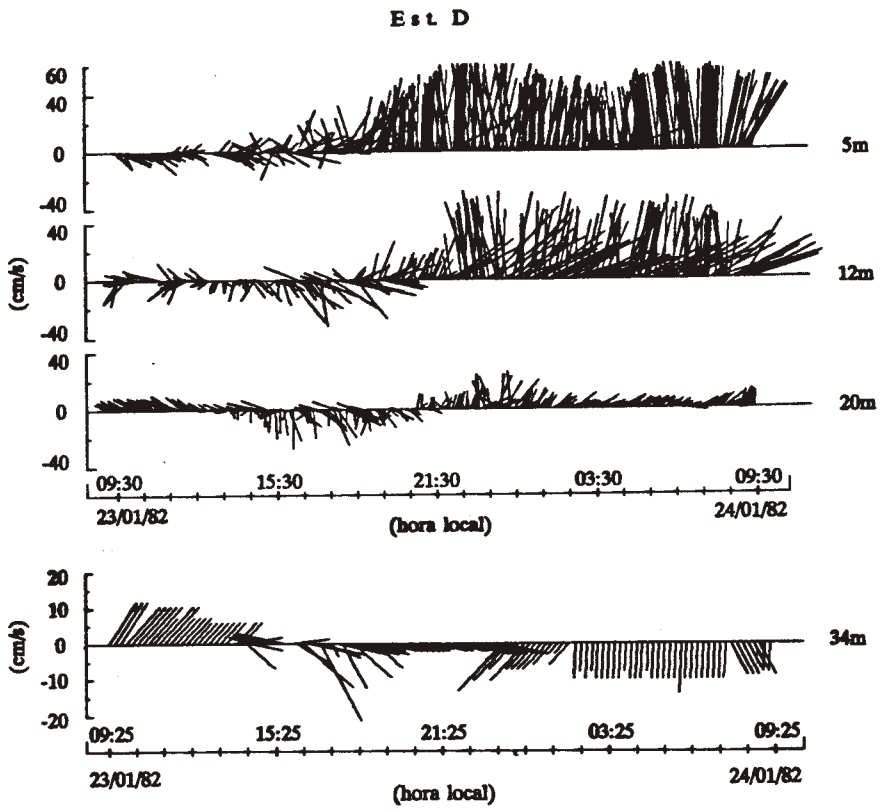


Fig. 7: Diagramas tipo "stick plot" para a velocidade das correntes na Estação D.

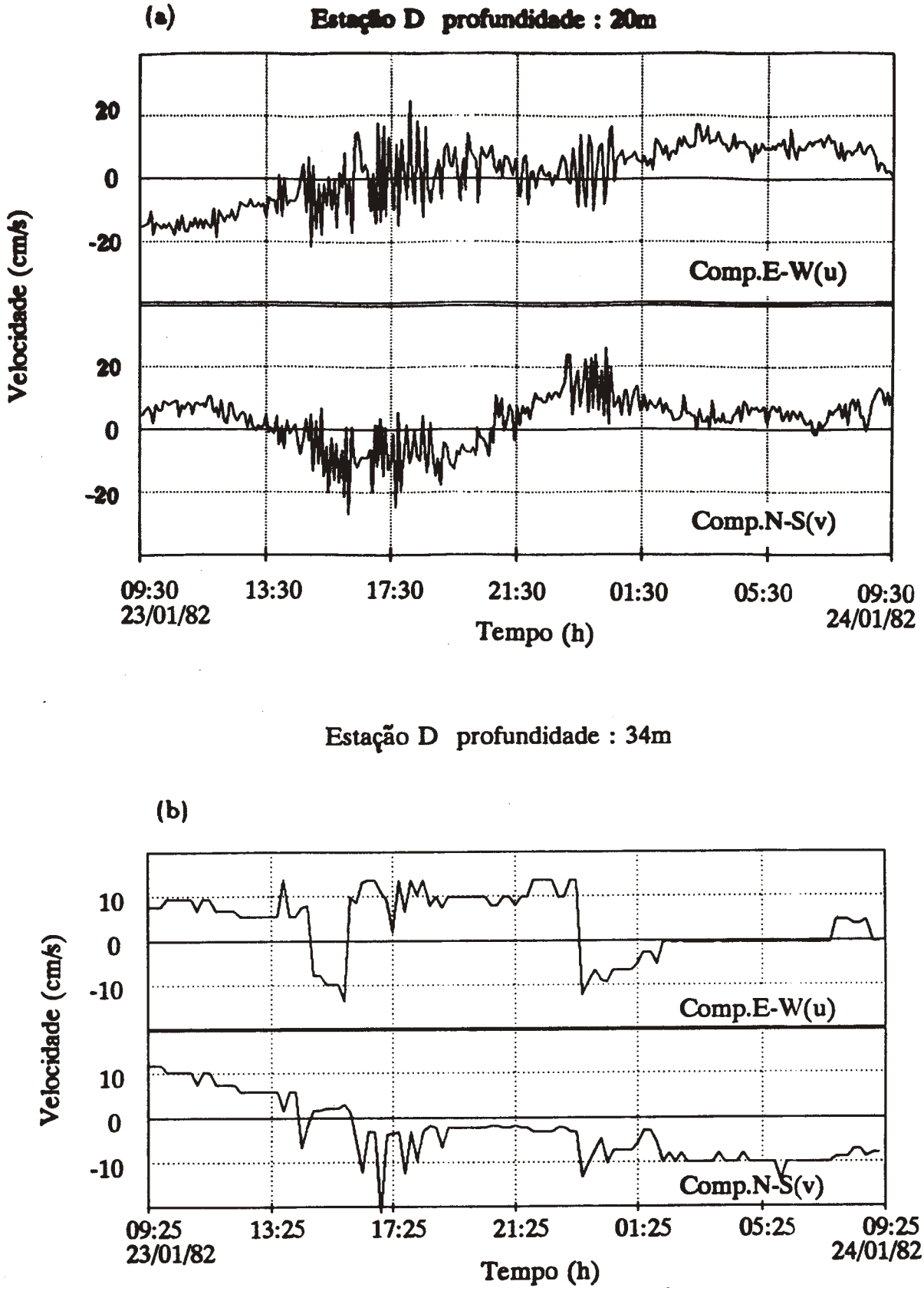
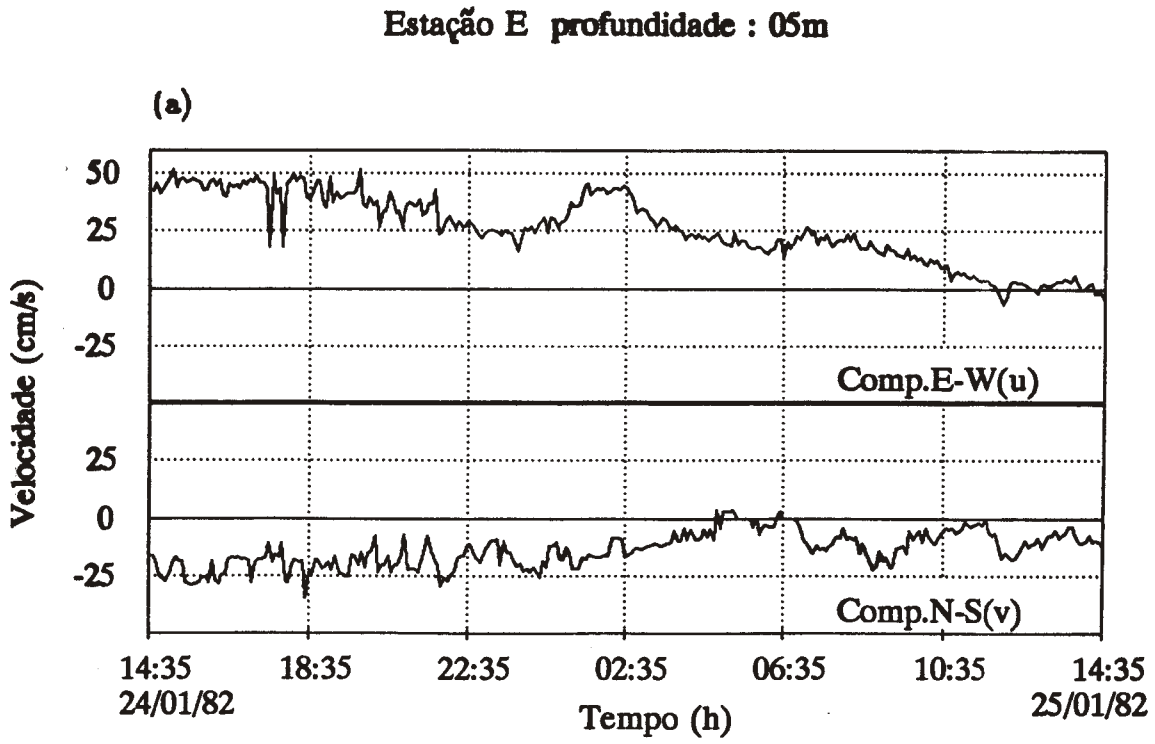


Fig. 8: Séries temporais das componentes u e v do vetor velocidade da corrente na Estação D. As profundidades de amostragem estão indicadas na parte superior de cada figura. Os instantes de início e término das séries estão indicados no eixo das abcissas, em hora local.



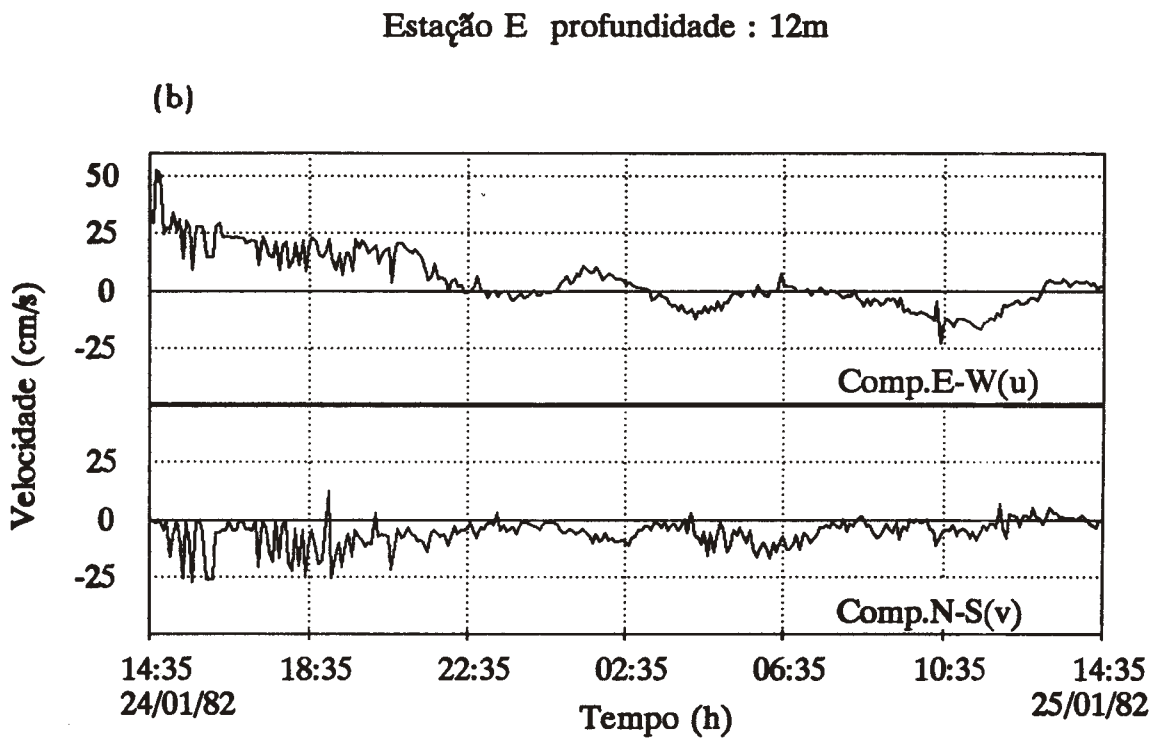


Fig. 9: Séries temporais das componentes u e v do vetor velocidade da corrente na Estação E. As profundidades de amostragem estão indicadas na parte superior de cada figura. Os instantes de início e término das séries estão indicados no eixo das abcissas, em hora local.

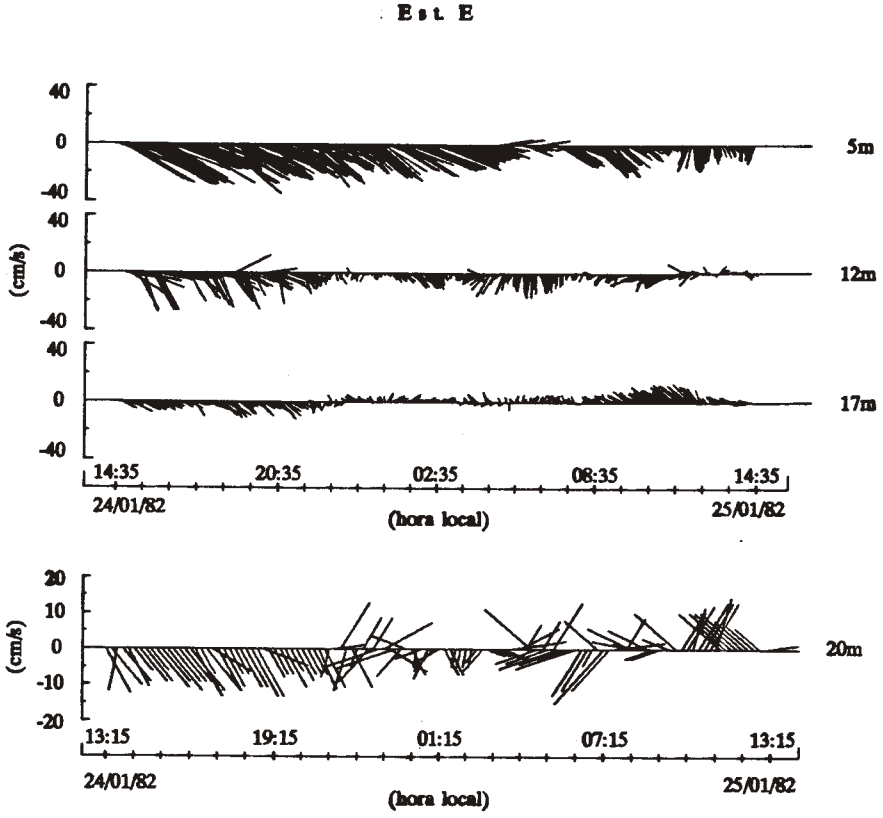


Fig. 10: Diagramas tipo "stick plot" para a velocidade das correntes na Estação E.

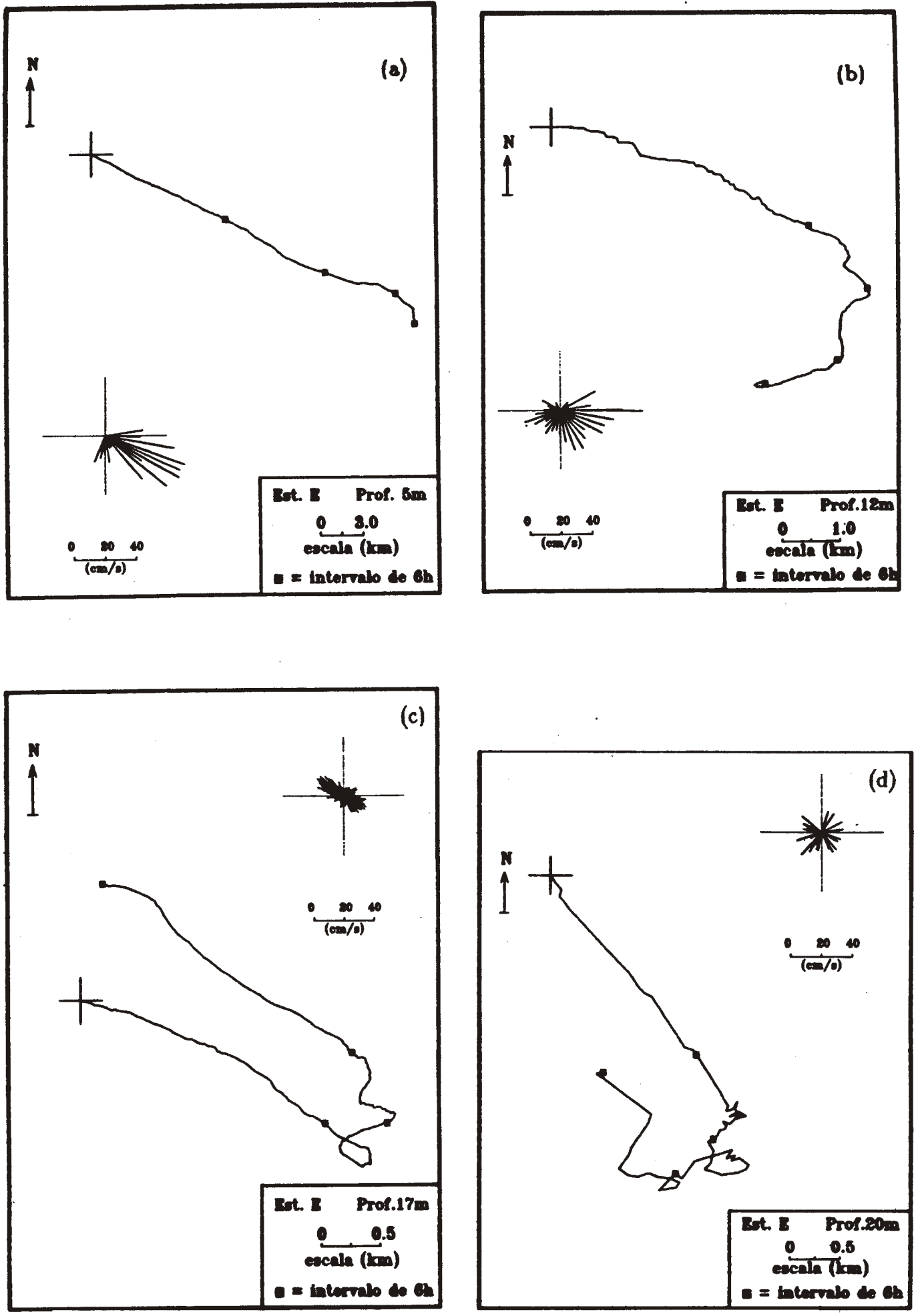
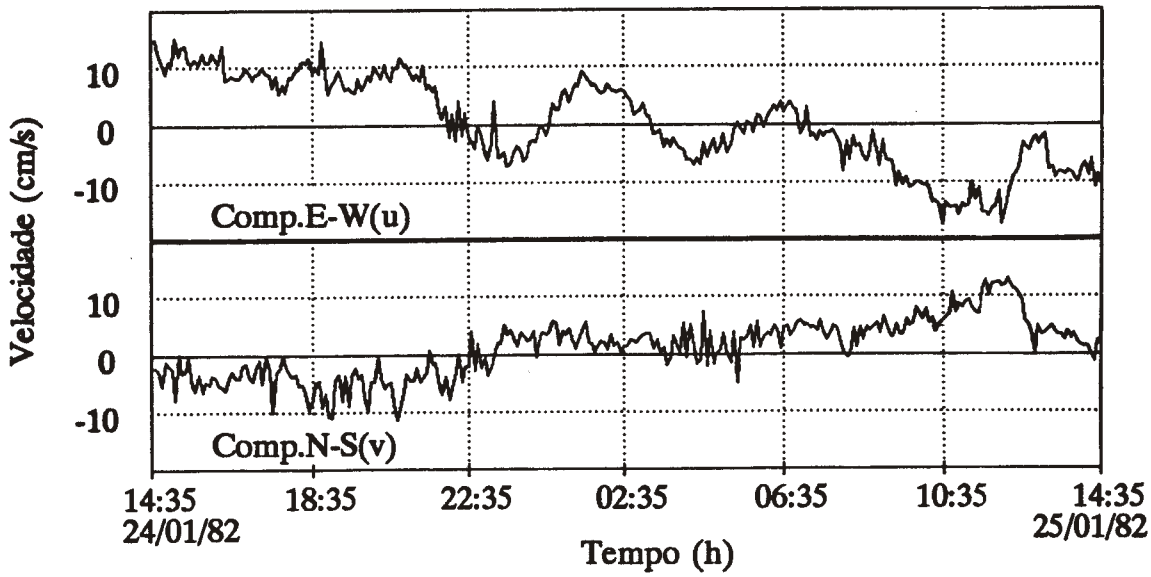


Fig. 11: Diagrama vetorial progressivo e diagrama rosa das correntes para as séries temporais de correntometria na Estação E.

(a) Prof.: 5 metros, início: 14:35h (24), término: 14:35h (25/01/82).
(b) Prof.: 12 metros, início: 14:35h (24), término: 14:35h (25/01/82).
(c) Prof.: 17 metros, início: 14:35h (24), término: 14:35h (25/01/82).
(d) Prof.: 20 metros, início: 13:15h (24), término: 13:15h (25/01/82).

Estação E profundidade : 17m

(a)



Estação E profundidade : 20m

(b)

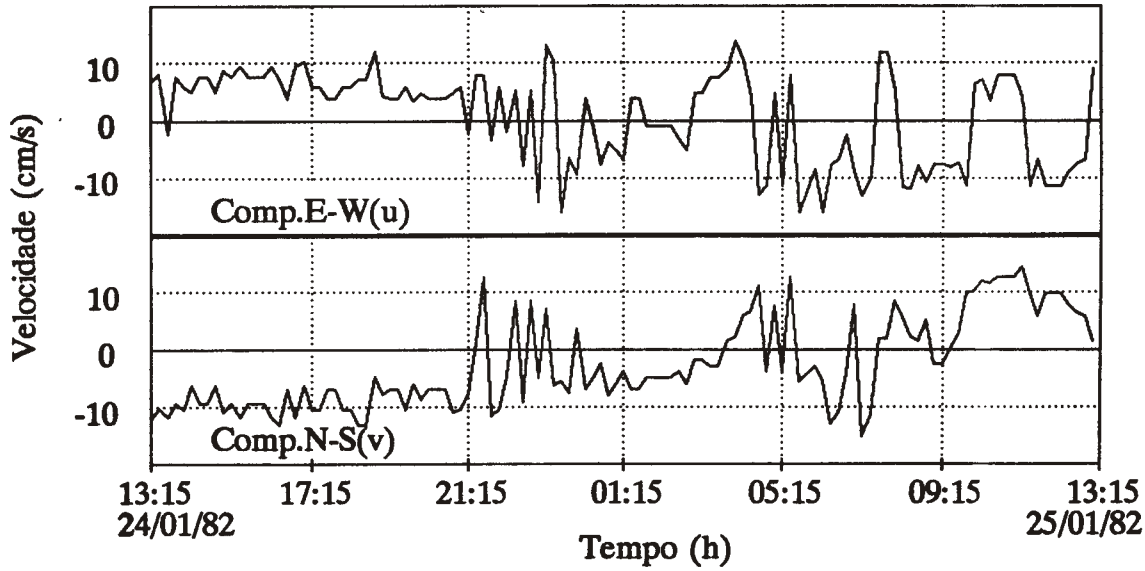


Fig. 12: Séries temporais das componentes *u* e *v* do vetor velocidade da corrente na Estação E. As profundidades de amostragem estão indicadas na parte superior de cada figura. Os instantes de início e término das séries estão indicados no eixo das abcissas, em hora local.

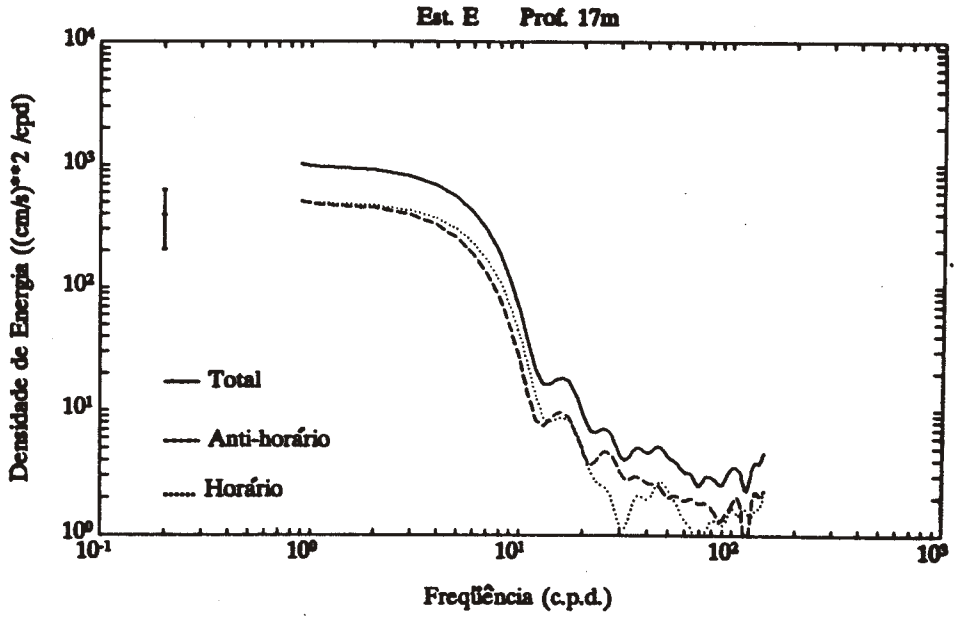


Fig. 13: Espectros rotatórios das correntes na Estação E, profundidade de 17 metros. A barra vertical indica intervalo de confiança de 80 %.

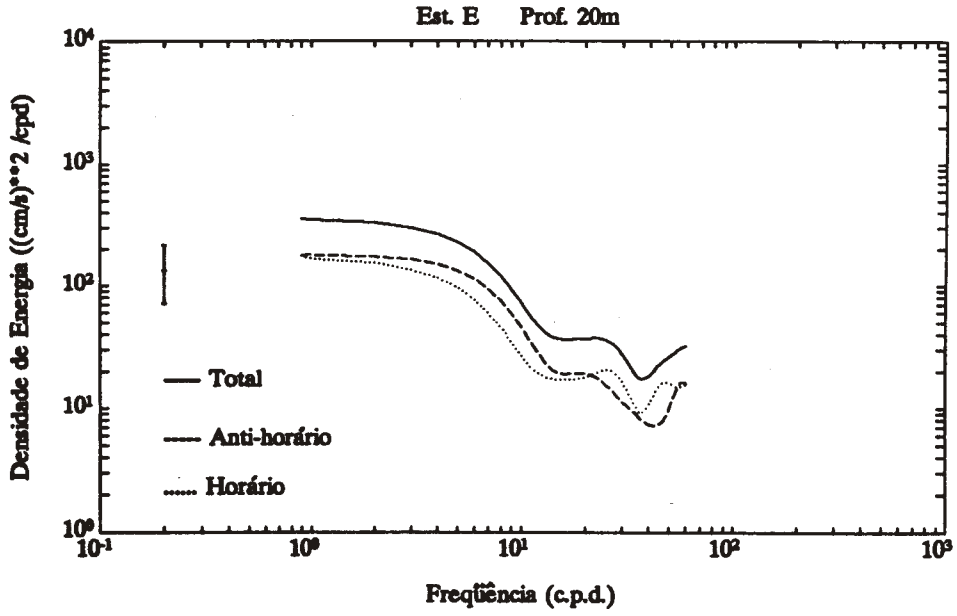
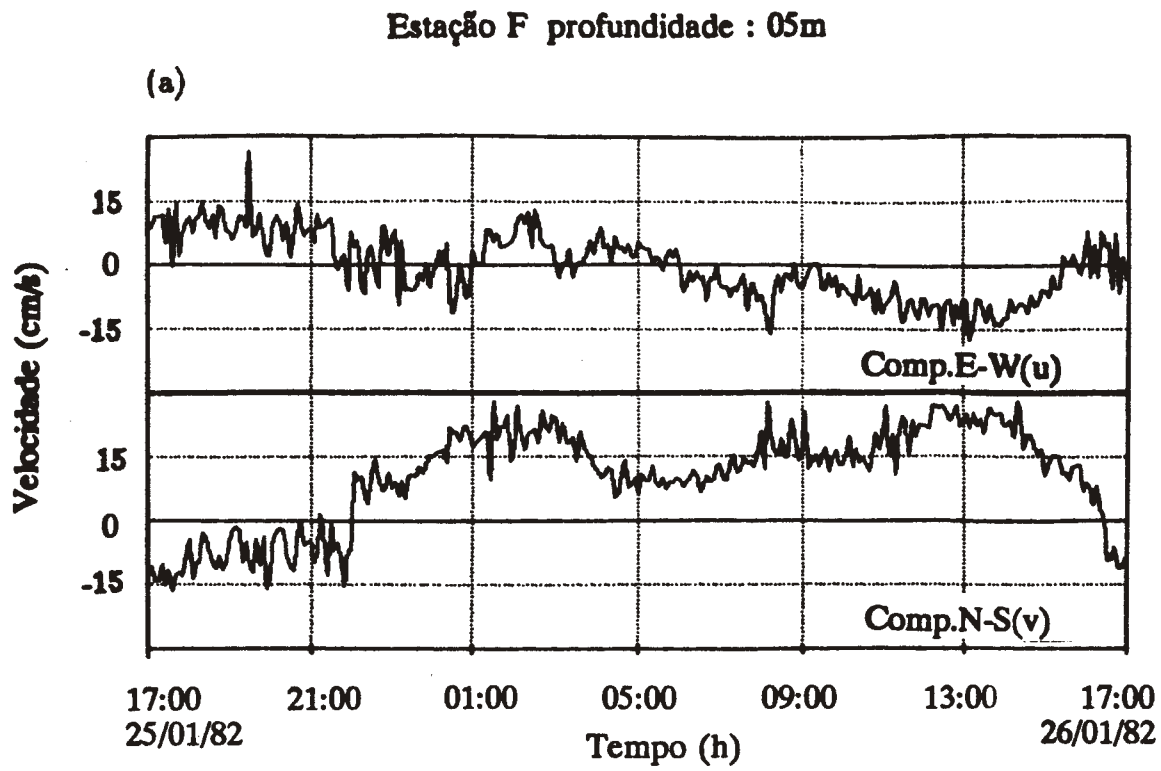


Fig. 14: Espectros rotatórios das correntes na Estação E, profundidade de 20 metros. A barra vertical indica intervalo de confiança de 80 %.



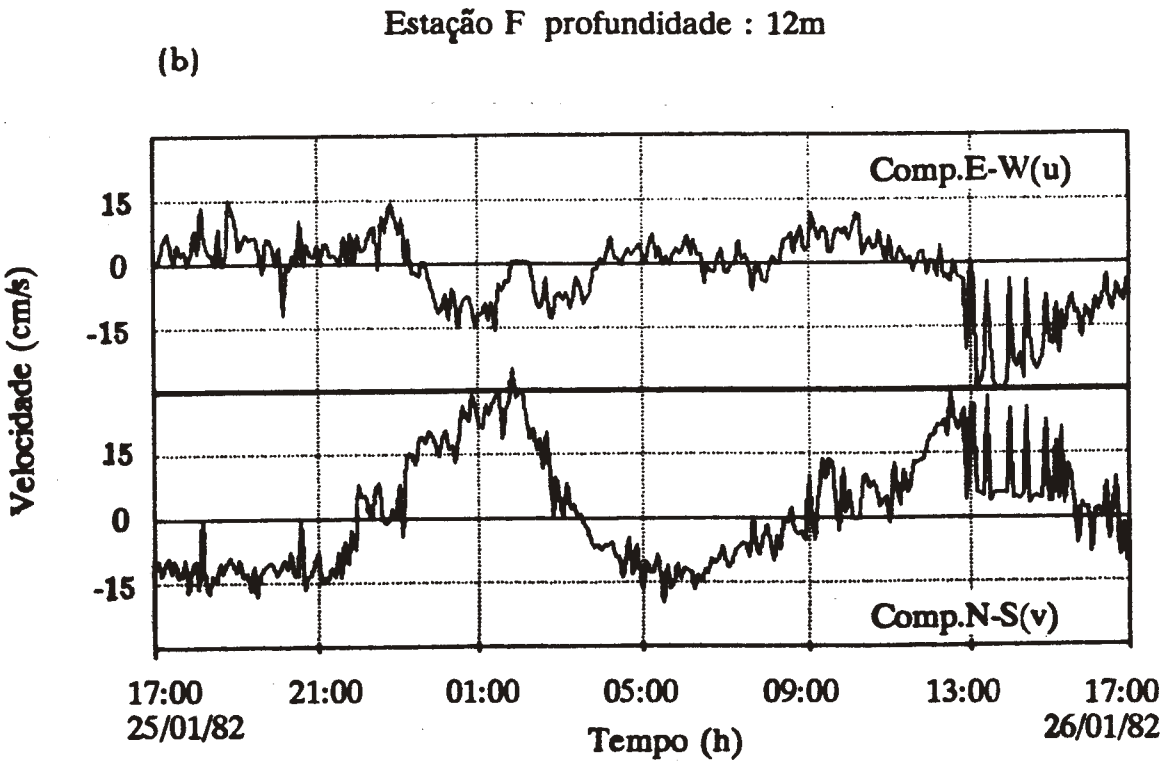


Fig. 15: Séries temporais das componentes *u* e *v* do vetor velocidade da corrente na Estação F.
As profundidades de amostragem estão indicadas na parte superior de cada figura. Os instantes de início e término das séries estão indicados no eixo das abcissas, em hora local.

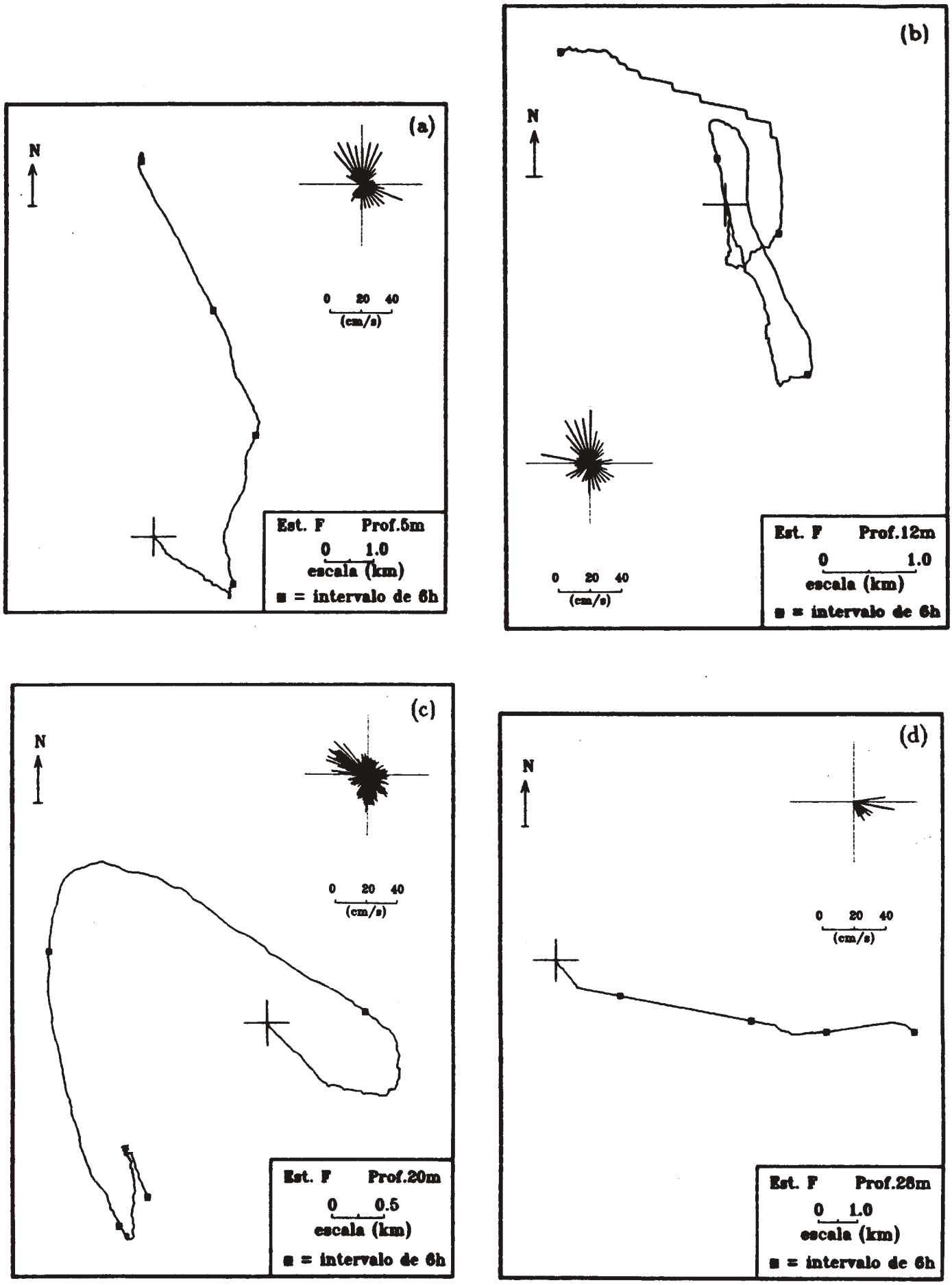


Fig. 16: Diagrama vetorial progressivo e diagrama rosa das correntes para as séries temporais de correntometria na Estação F.

(a) Prof.: 5 metros, início: 17:00h (25), término: 17:00h (26/01/82).
(b) Prof.: 12 metros, início: 17:00h (25), término: 17:00h (26/01/82).
(c) Prof.: 20 metros, início: 17:00h (25), término: 17:00h (26/01/82).
(d) Prof.: 28 metros, início: 16:30h (25), término: 16:30h (26/01/82).

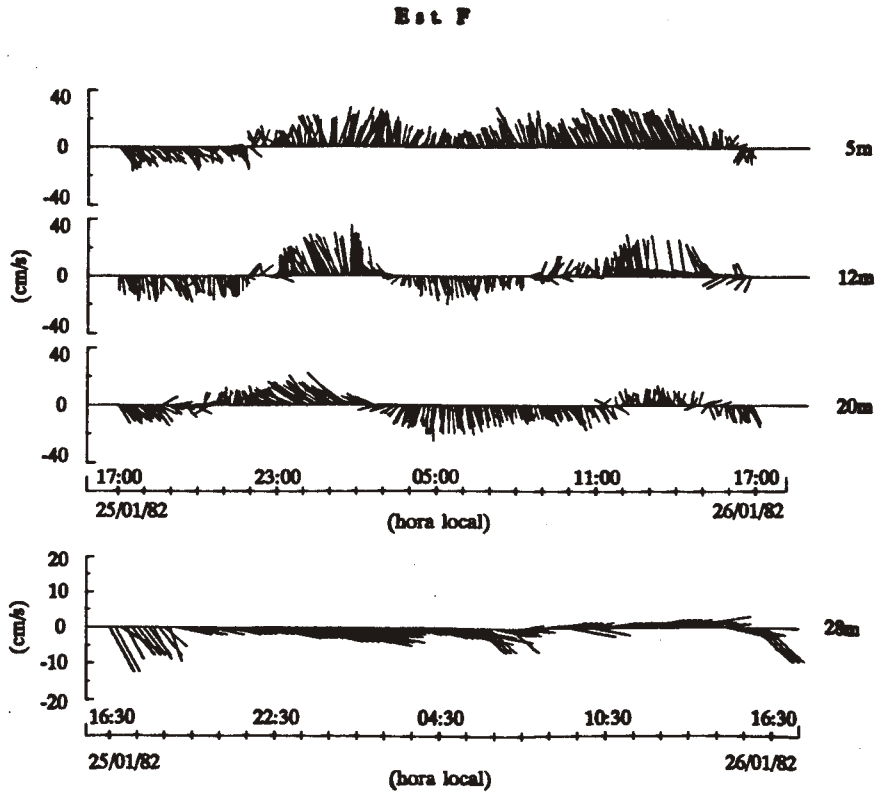


Fig. 17: Diagramas tipo "stick plot" para a velocidade das correntes na Estação F.

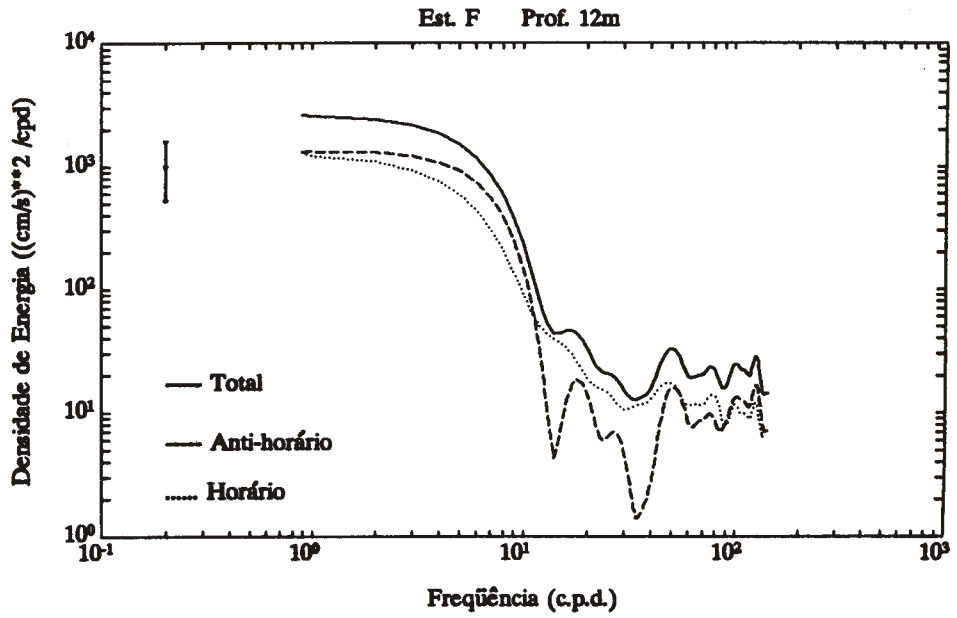


Fig. 18: Espectros rotatórios das correntes na Estação F, profundidade de 12 metros. A barra vertical indica intervalo de confiança de 80 %.

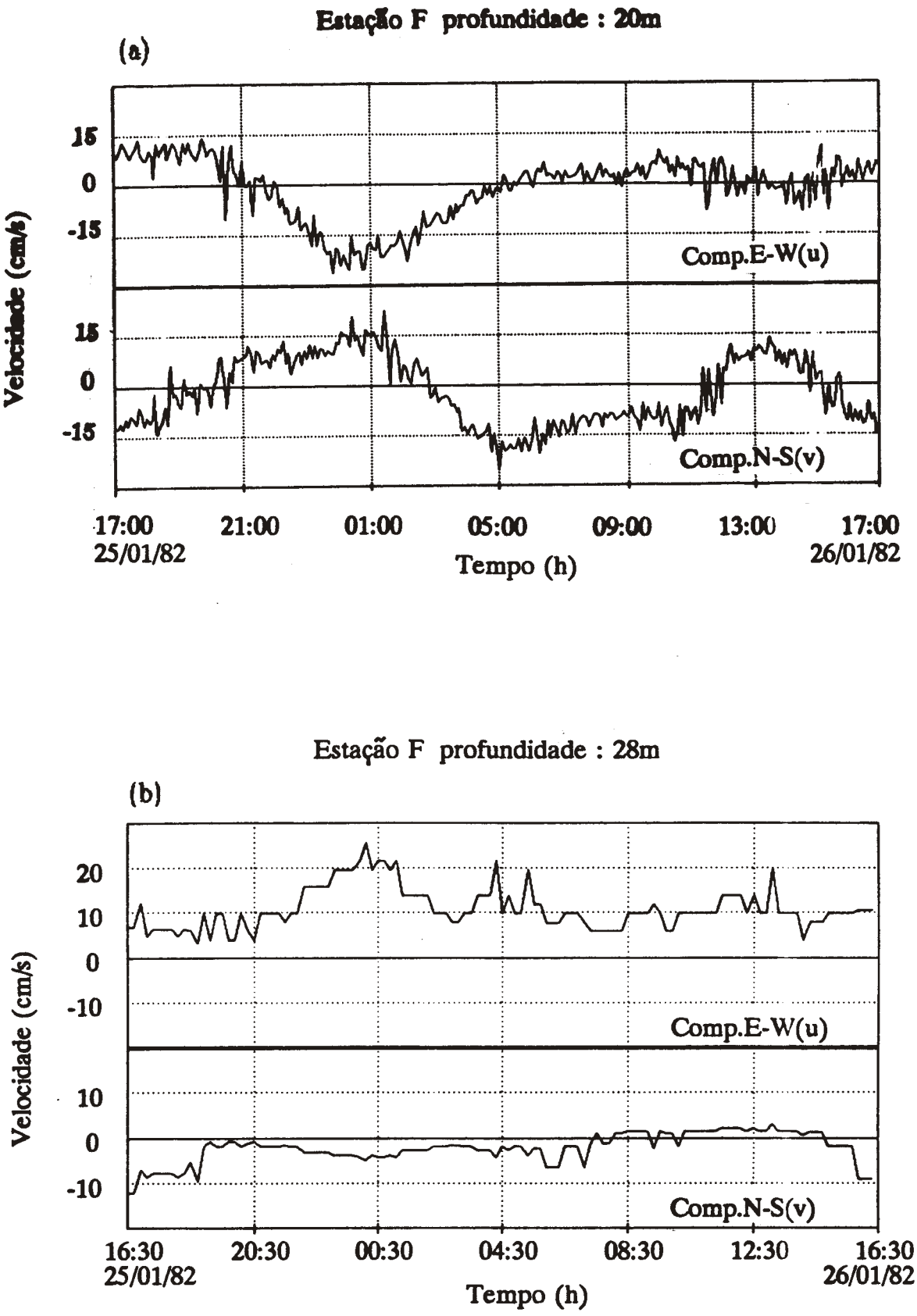


Fig. 19: Séries temporais das componentes u e v do vetor velocidade da corrente na Estação F.
As profundidades de amostragem estão indicadas na parte superior de cada figura. Os instantes de início e término das séries estão indicados no eixo das abcissas, em hora local.

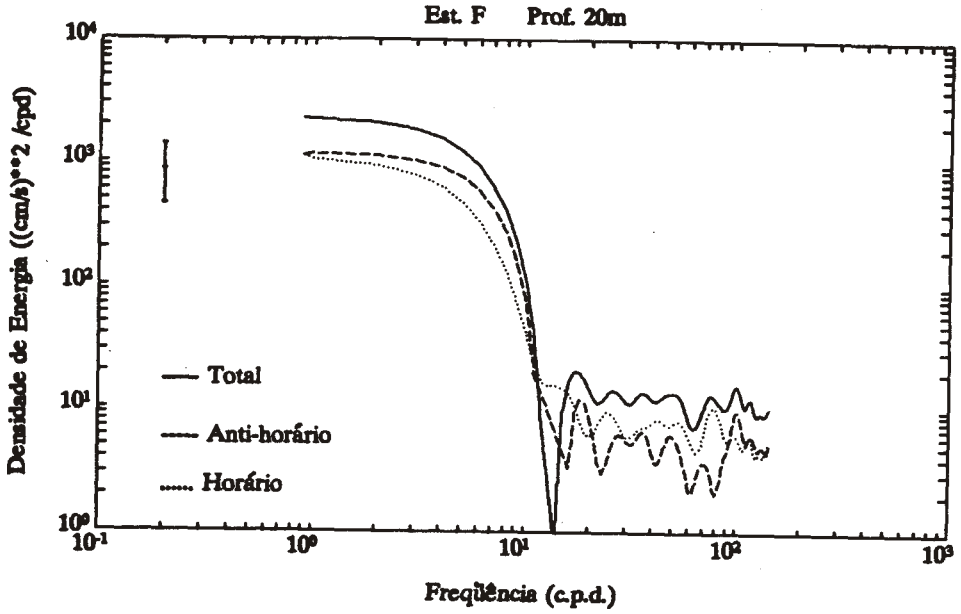


Fig. 20: Espectros rotatórios das correntes na Estação F, profundidade de 20 metros. A barra vertical indica intervalo de confiança de 80 %.

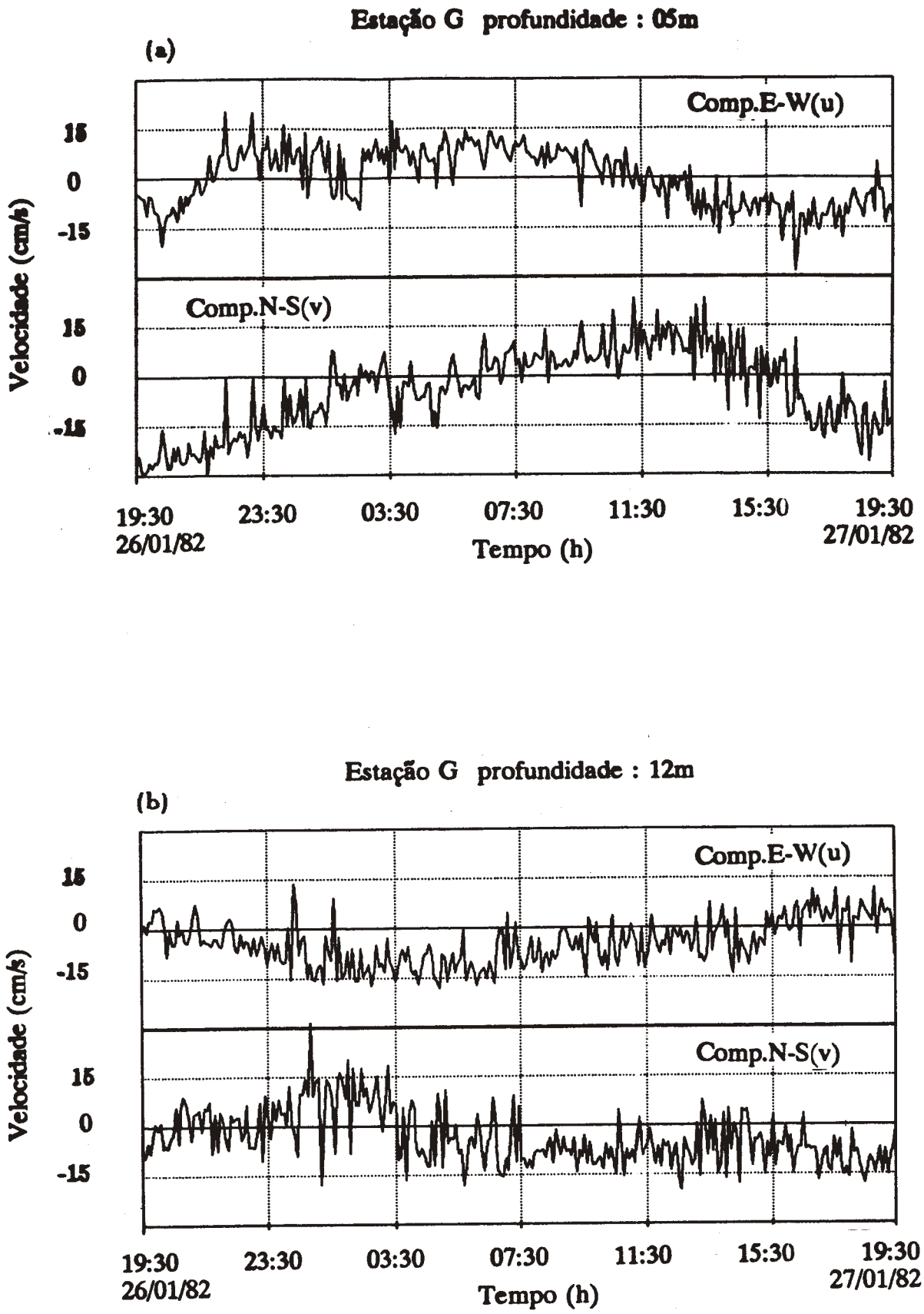


Fig. 21: Séries temporais das componentes u e v do vetor velocidade da corrente na Estação G. As profundidades de amostragem estão indicadas na parte superior de cada figura. Os instantes de início e término das séries estão indicados no eixo das abcissas, em hora local.

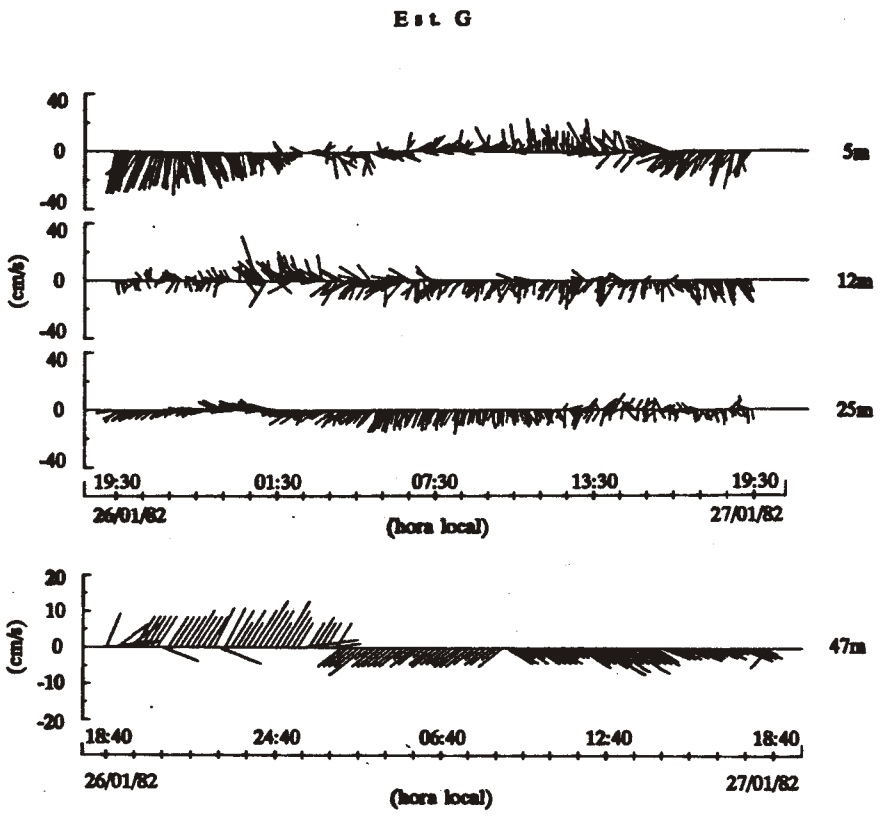


Fig. 22: Diagramas tipo "stick plot" para a velocidade das correntes na Estação G.

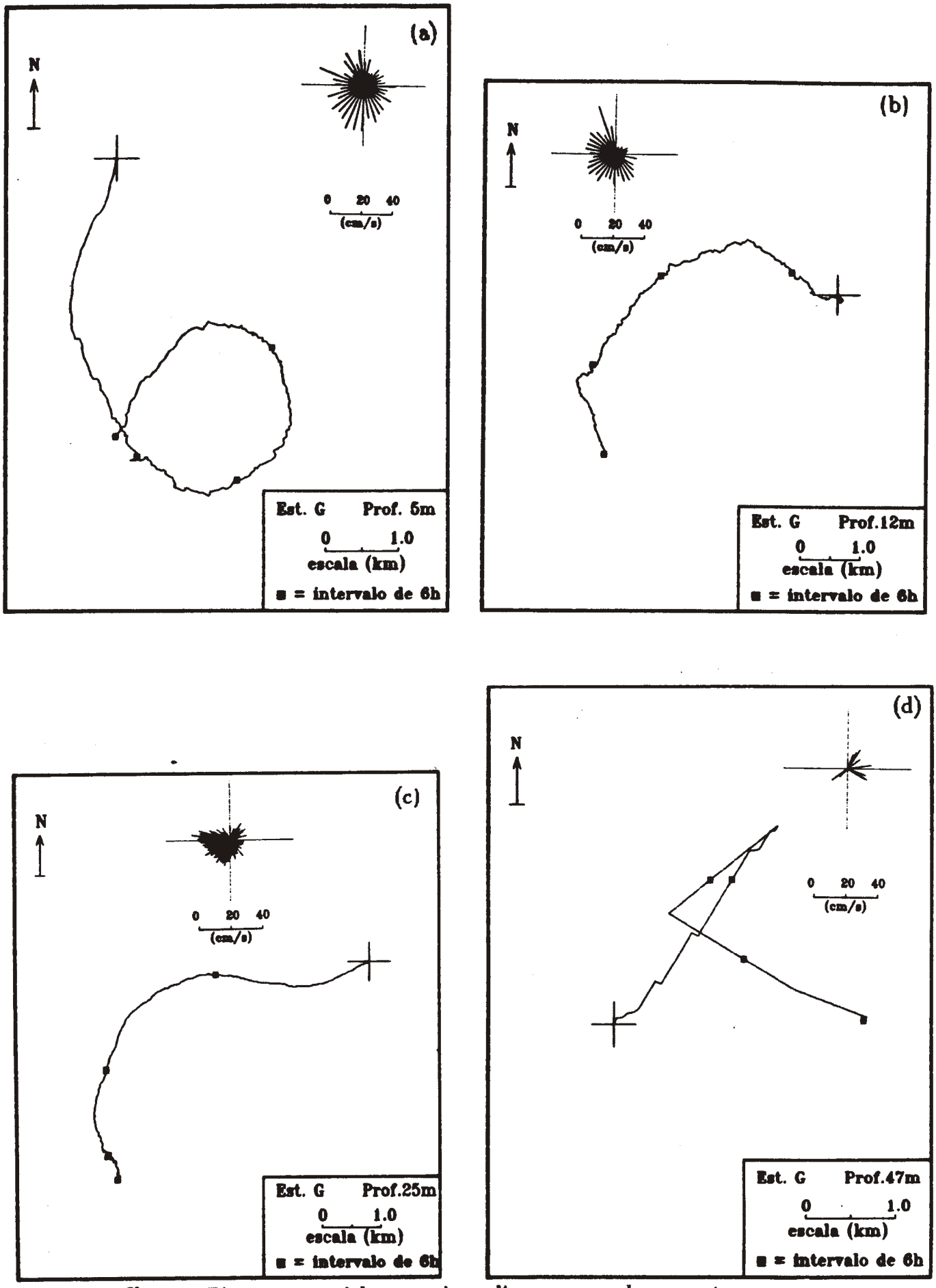


Fig. 23: Diagrama vetorial progressivo e diagrama rosa das correntes para as séries temporais de correntometria na Estação G.

(a) Prof.: 5 metros, início: 19:30h (26), término: 19:30h (27/01/82).
(b) Prof.: 12 metros, início: 19:30h (26), término: 19:30h (27/01/82).
(c) Prof.: 25 metros, início: 19:30h (26), término: 19:30h (27/01/82).
(d) Prof.: 47 metros, início: 18:40h (26), término: 18:40h (27/01/82).

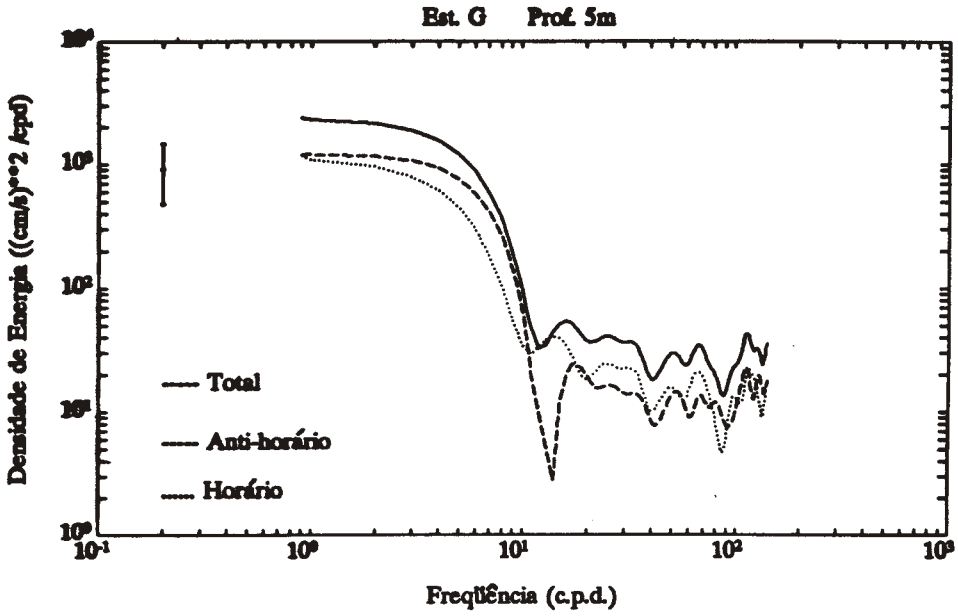


Fig. 24: Espectros rotatórios das correntes na Estação G, profundidade de 5 metros. A barra vertical indica intervalo de confiança de 80 %.

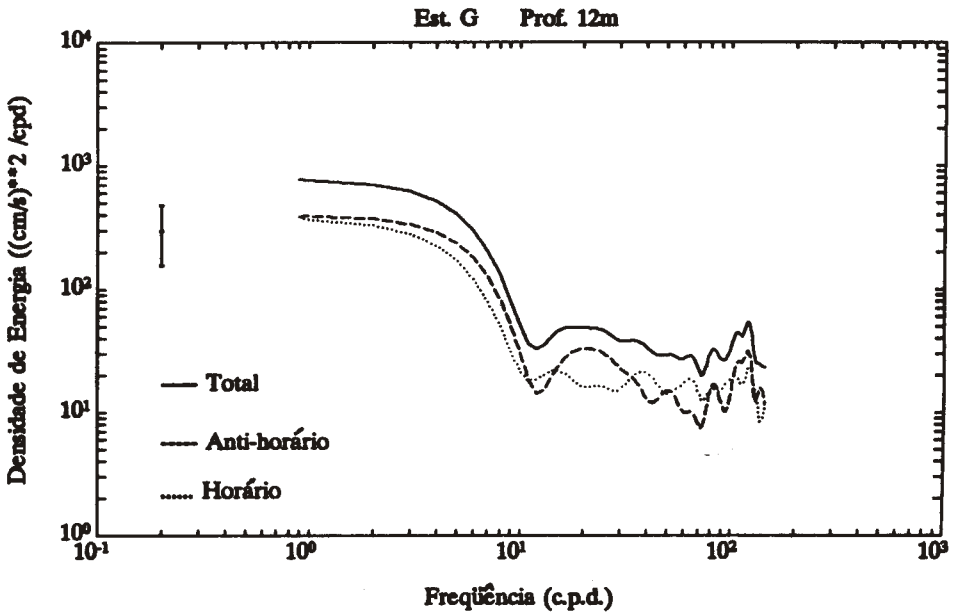
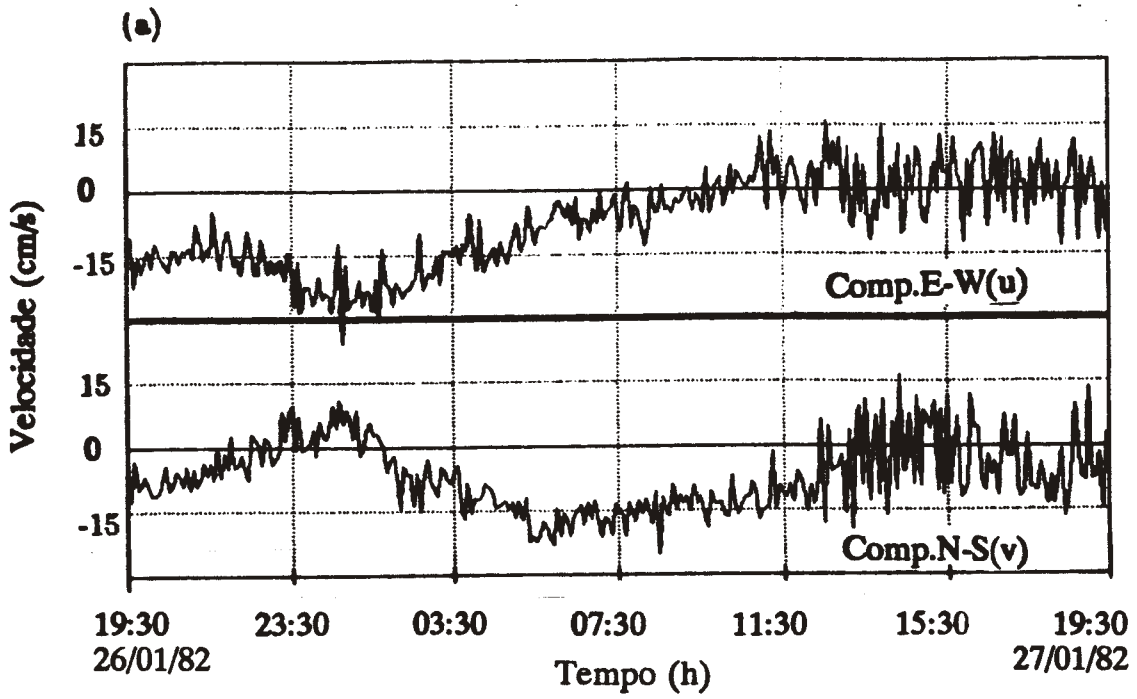


Fig. 25: Espectros rotatórios das correntes na Estação G, profundidade de 12 metros. A barra vertical indica intervalo de confiança de 80 %.

Estação G profundidade : 25m



Estação G profundidade : 47m

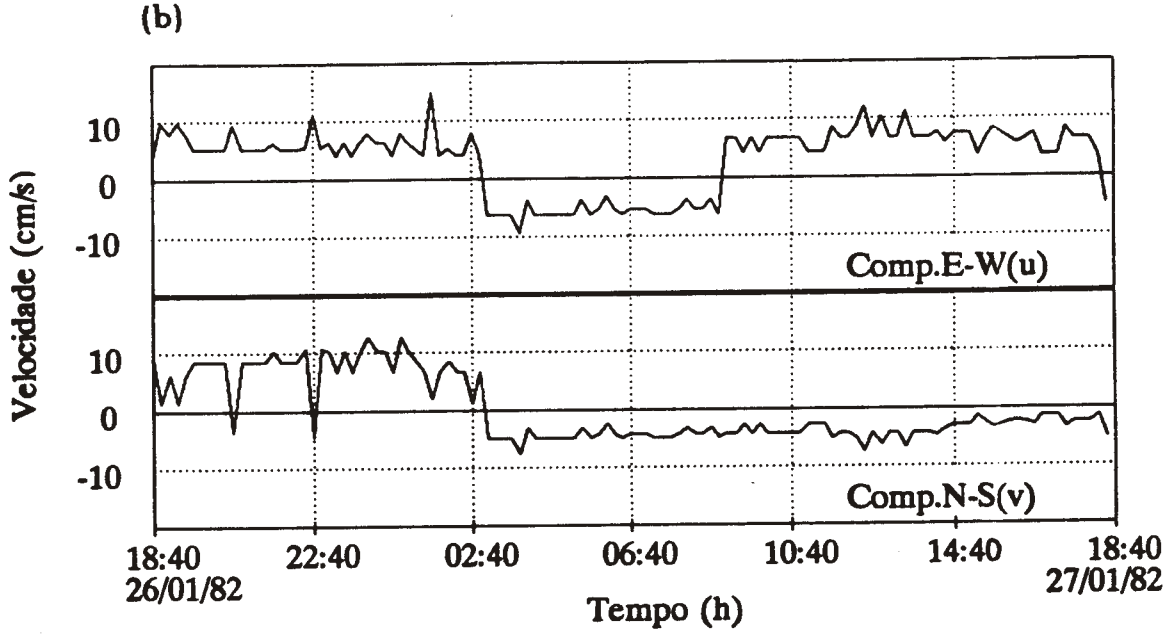
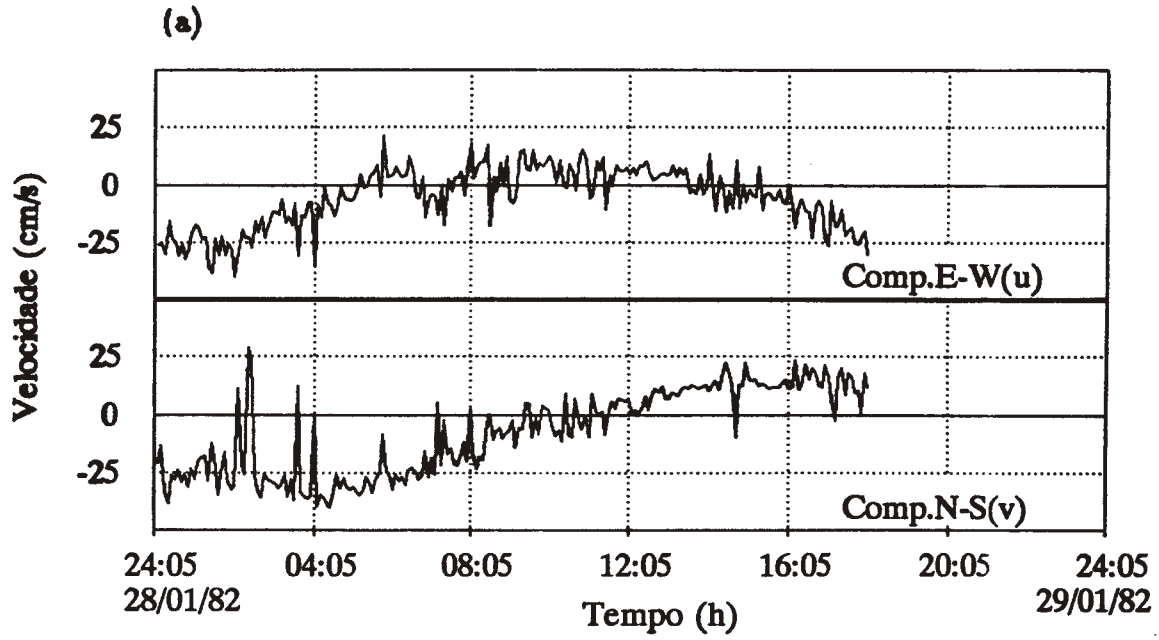


Fig. 26: Séries temporais das componentes u e v do vetor velocidade da corrente na Estação G. As profundidades de amostragem estão indicadas na parte superior de cada figura. Os instantes de início e término das séries estão indicados no eixo das abcissas, em hora local.

Estação H profundidade : 05m



Estação H profundidade : 12m

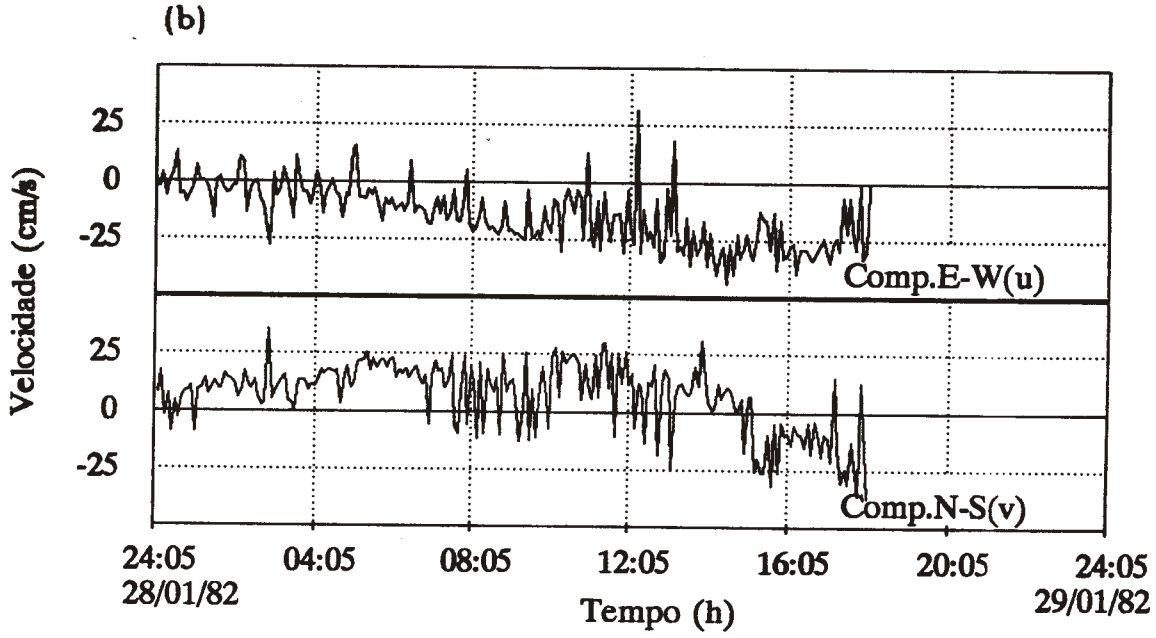


Fig. 27: Séries temporais das componentes u e v do vetor velocidade da corrente na Estação H. As profundidades de amostragem estão indicadas na parte superior de cada figura. Os instantes de início e término das séries estão indicados no eixo das abcissas, em hora local.

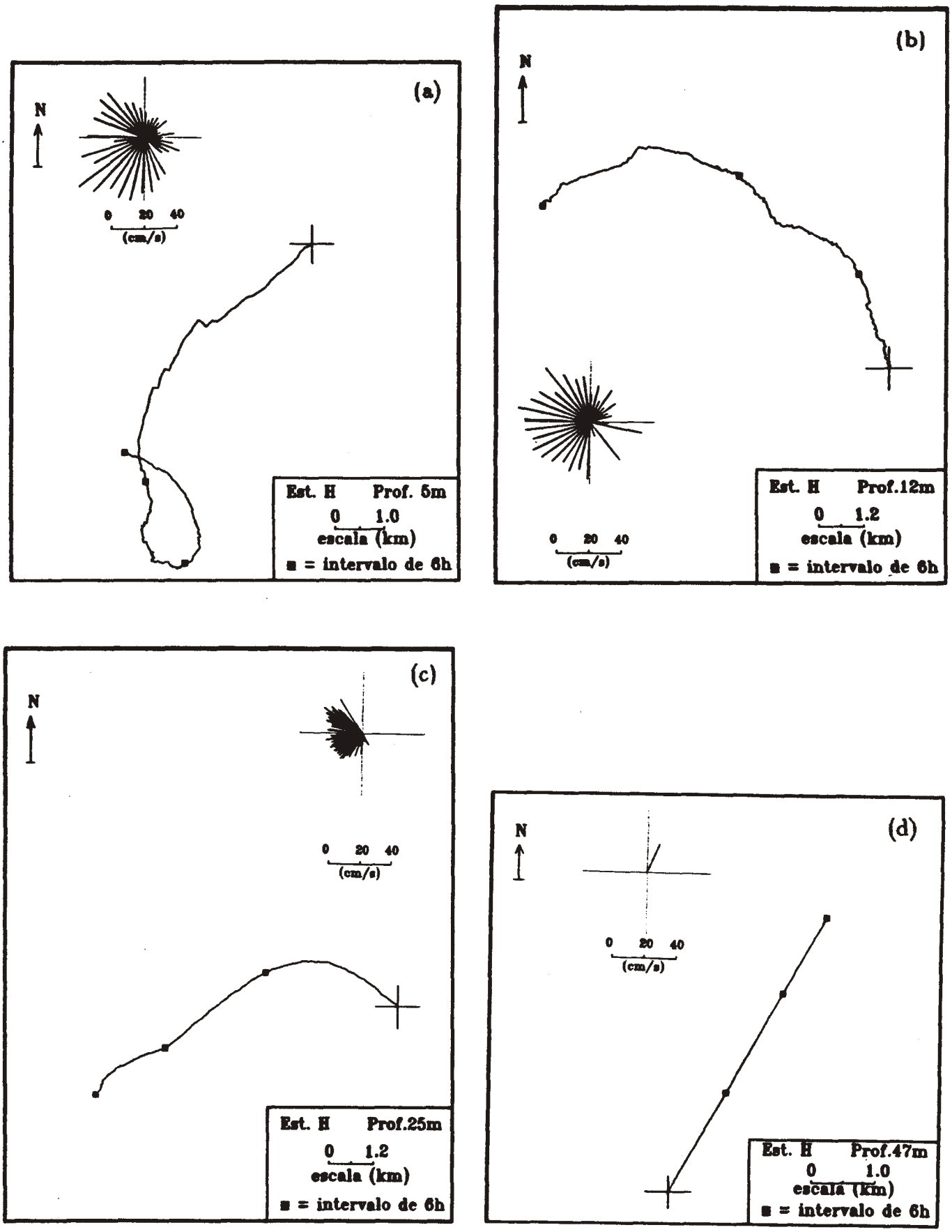


Fig. 28: Diagrama vetorial progressivo e diagrama rosa das correntes para as séries temporais de correntometria na Estação **H**.

(a) Prof.: 5 metros, início: 24:05h (28), término: 18:00h (28/01/82).
(b) Prof.: 12 metros, início: 24:05h (28), término: 18:00h (28/01/82).
(c) Prof.: 25 metros, início: 24:05h (28), término: 18:00h (28/01/82).
(d) Prof.: 47 metros, início: 23:17h (28), término: 17:17h (28/01/82).

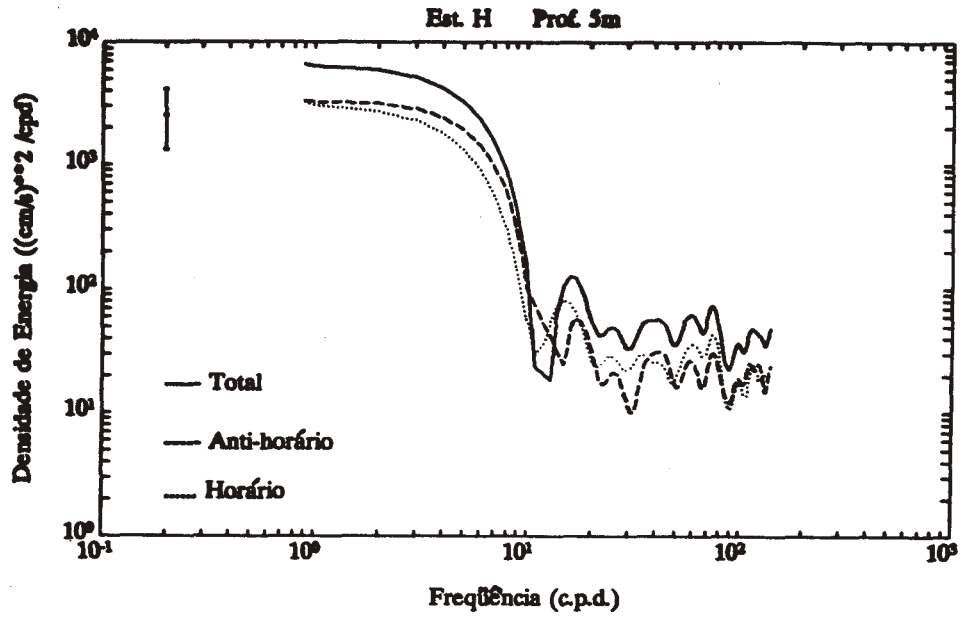


Fig. 29: Espectros rotatórios das correntes na Estação H, profundidade de 5 metros. A barra vertical indica intervalo de confiança de 80 %.

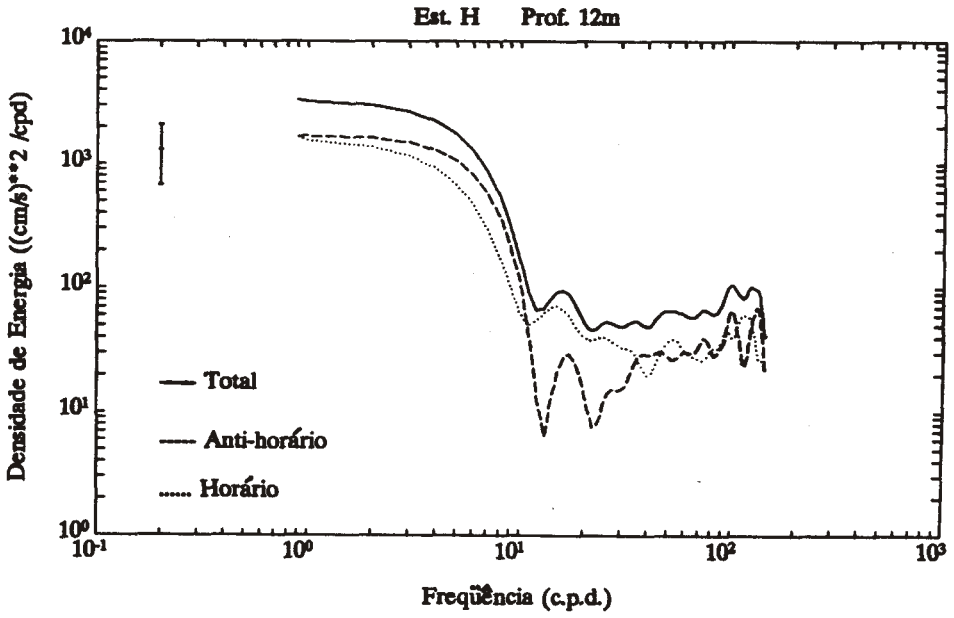


Fig. 30: Espectros rotatórios das correntes na Estação H, profundidade de 12 metros. A barra vertical indica intervalo de confiança de 80 %.

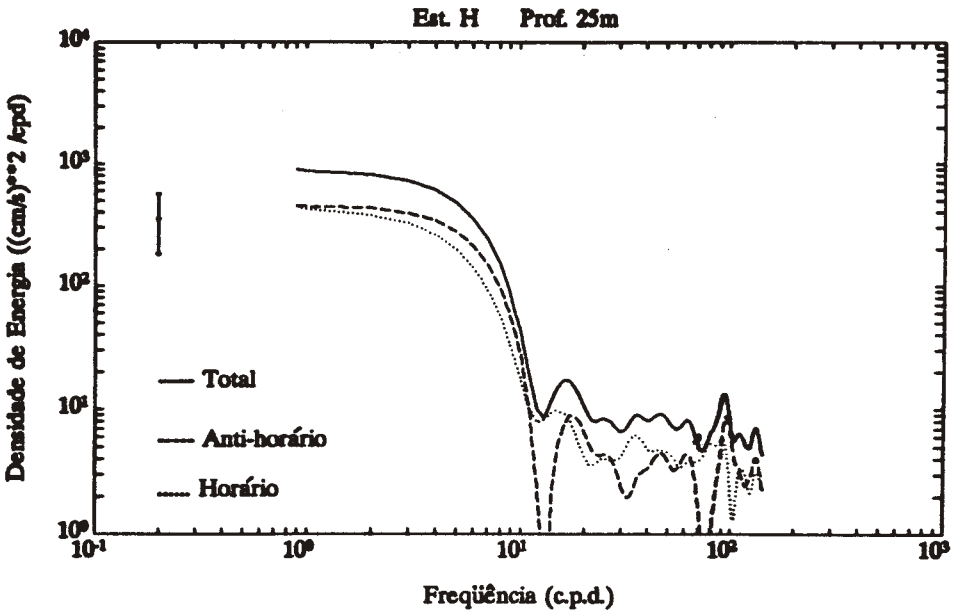


Fig. 31: Espectros rotatórios das correntes na Estação H, profundidade de 25 metros. A barra vertical indica intervalo de confiança de 80 %.

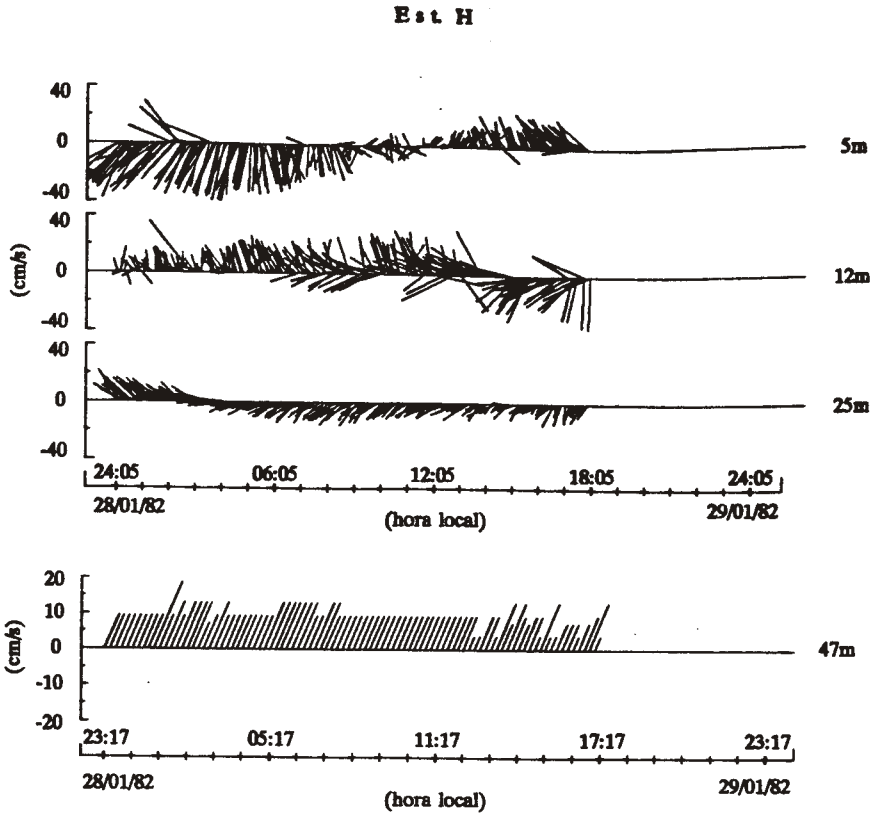
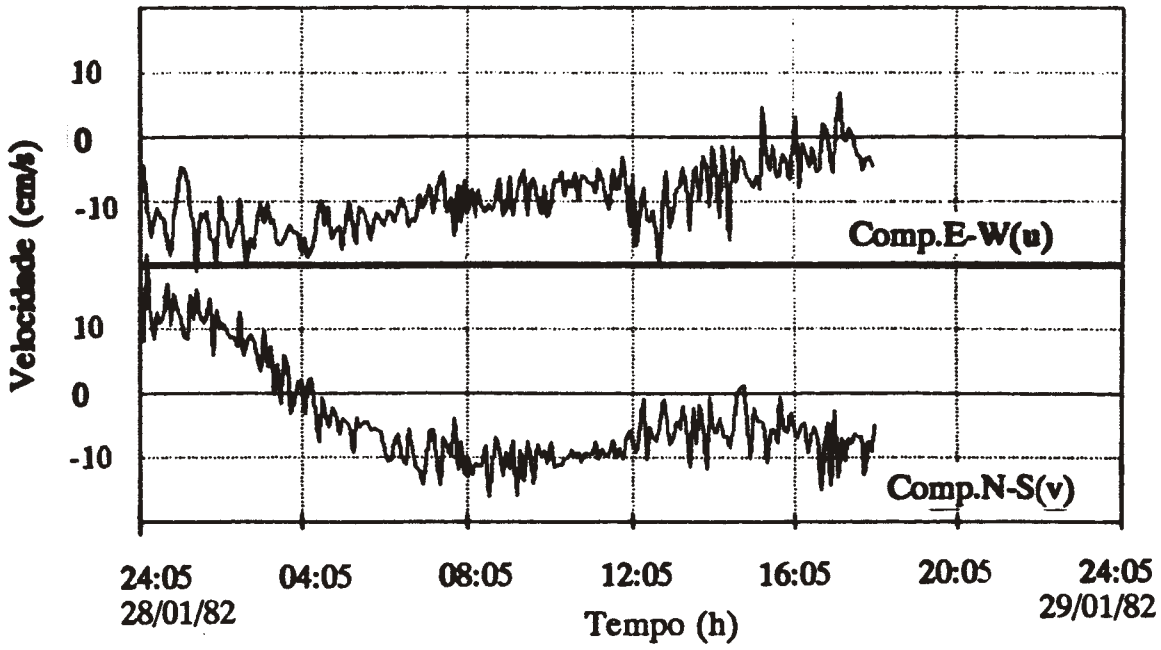


Fig. 32: Diagramas tipo "stick plot" para a velocidade das correntes na Estação H.

Estação H profundidade : 25m

(a)



Estação H profundidade : 47m

(b)

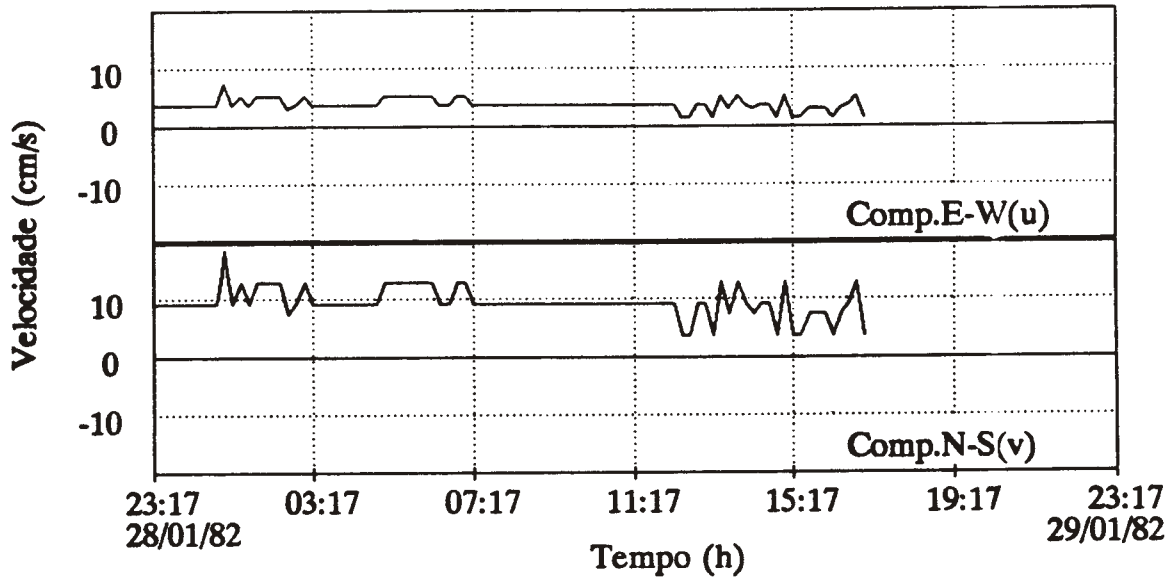


Fig. 33: Séries temporais das componentes u e v do vetor velocidade da corrente na Estação H. As profundidades de amostragem estão indicadas na parte superior de cada figura. Os instantes de início e término das séries estão indicados no eixo das abcissas, em hora local.

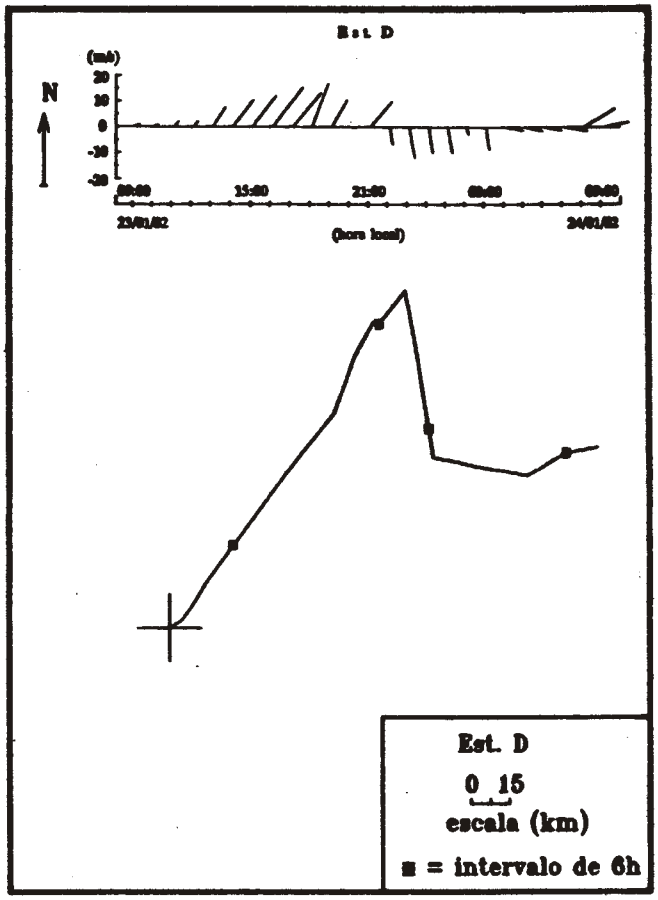


Fig. 34: Diagrama vetorial progressivo e diagrama tipo "stick plot" para a velocidade do vento na Estação D. Os instantes inicial e final de cada registro estão indicados no eixo paralelo ao do diagrama "stick plot".

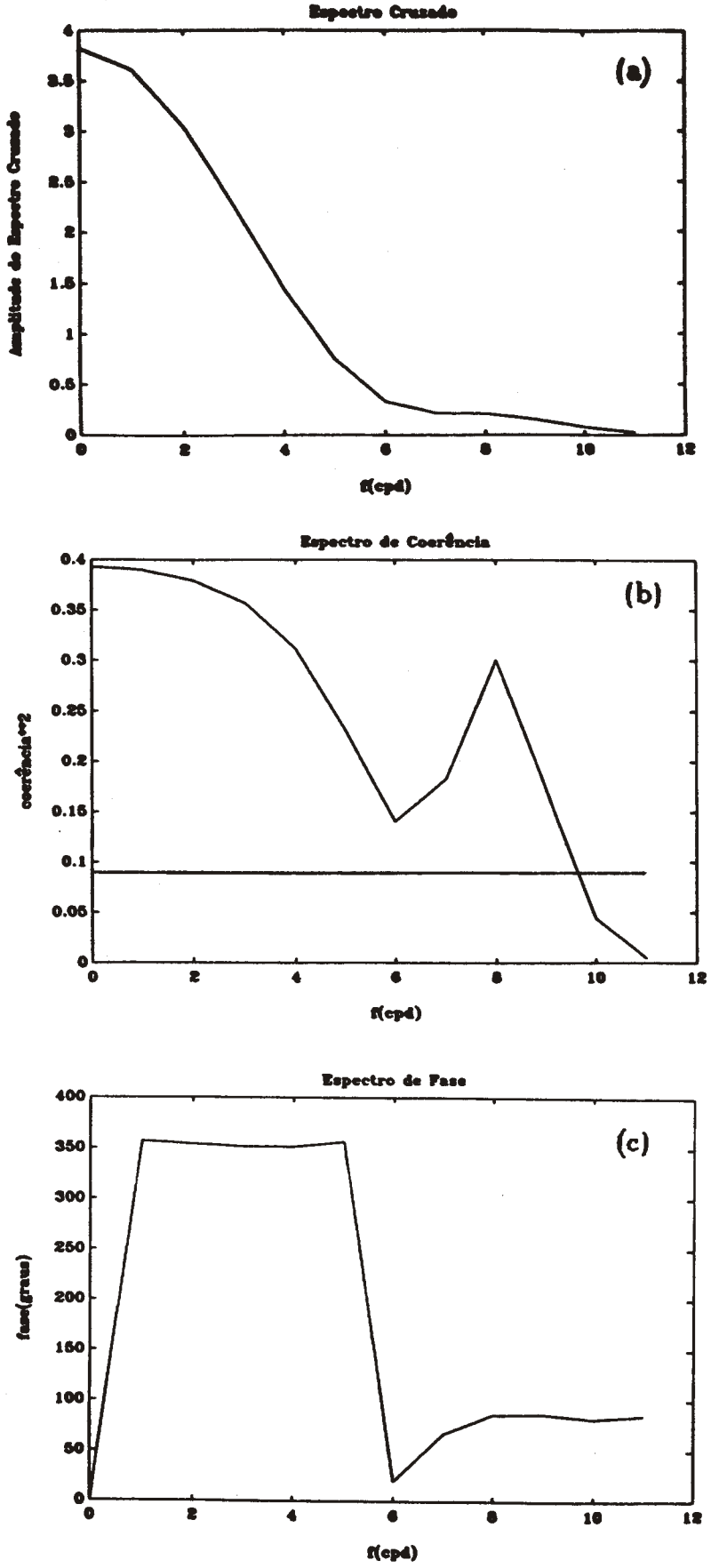


Fig. 35: Análise espectral cruzada, vento e corrente (5m), Est.:D, comp.:(norte-sul).
(a) Espectro cruzado.
(b) Espectro de coerência (a linha horizontal indica o nível de confiança de 95%).
(c) Espectro de Fase.

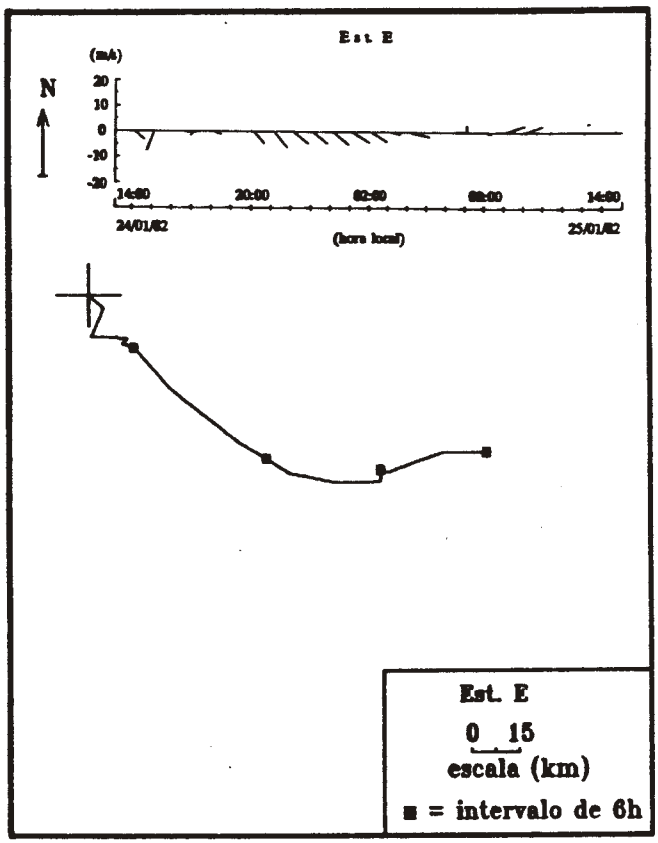


Fig. 36: Diagrama vetorial progressivo e diagrama tipo "stick plot" para a velocidade do vento na Estação **E**. Os instantes inicial e final de cada registro estão indicados no eixo paralelo ao do diagrama "stick plot".

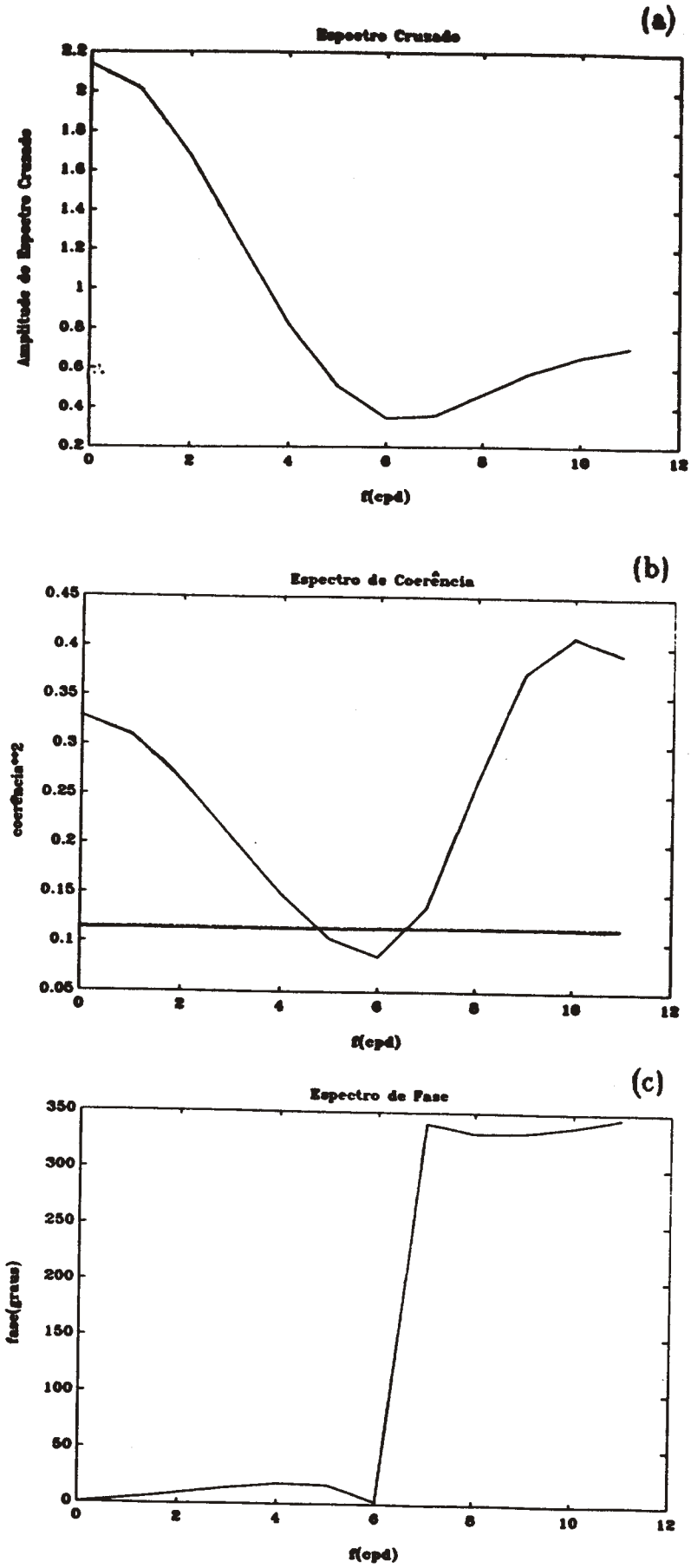


Fig. 37: Análise espectral cruzada, vento e corrente (5m), Est.:E, comp.:(este-oeste).
(a) Espectro cruzado.
(b) Espectro de coerência (a linha horizontal indica o nível de confiança de 95%).
(c) Espectro de Fase.

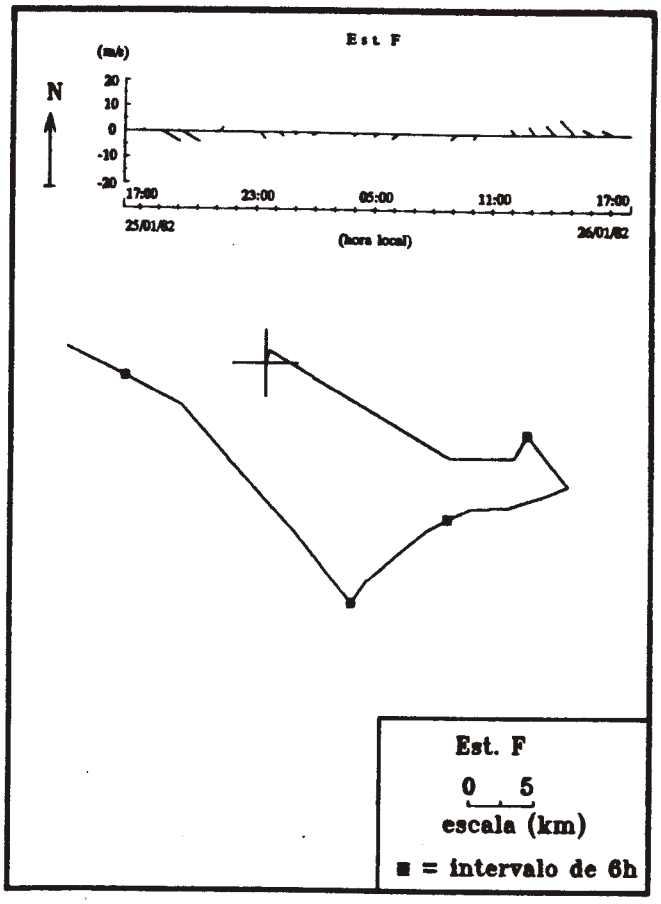


Fig. 38: Diagrama vetorial progressivo e diagrama tipo "stick plot" para a velocidade do vento na Estação F. Os instantes inicial e final de cada registro estão indicados no eixo paralelo ao do diagrama "stick plot".

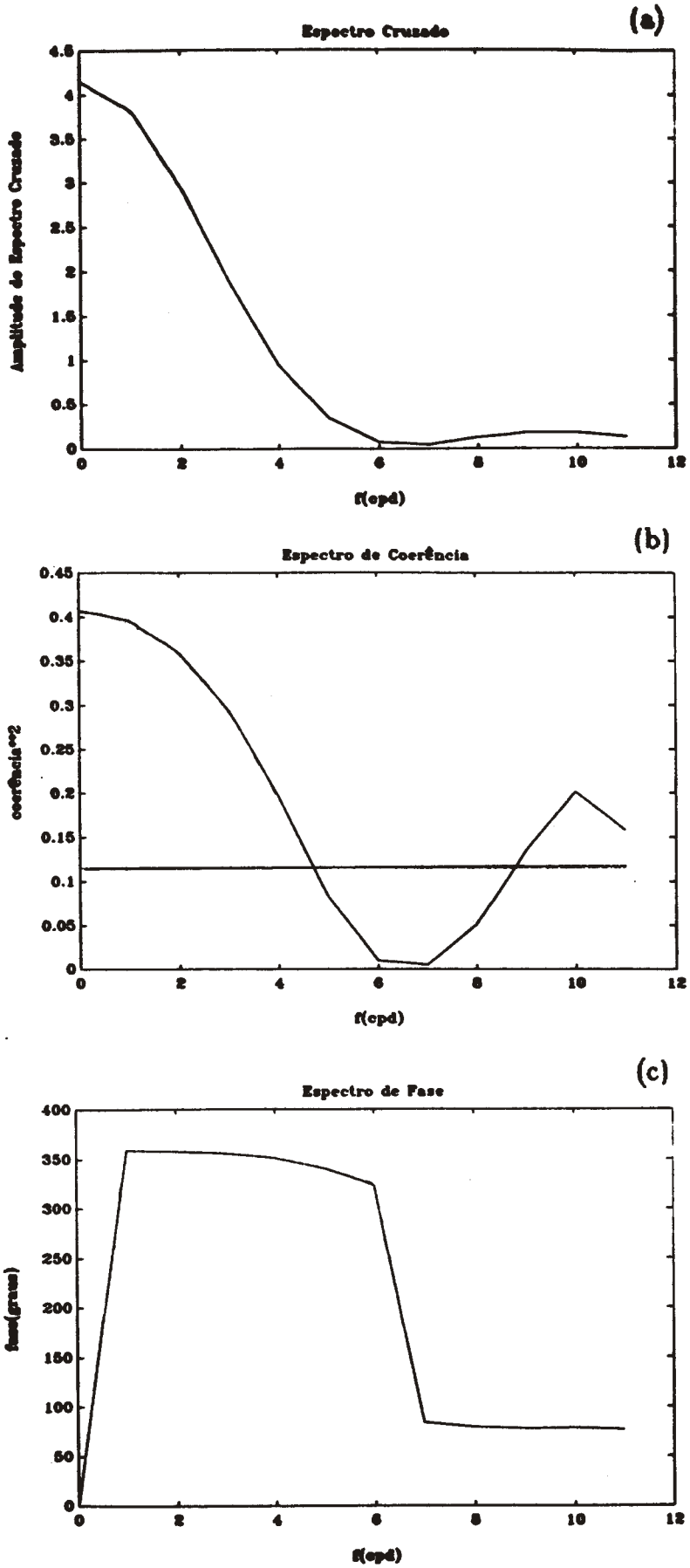


Fig. 39: Análise espectral cruzada, vento e corrente (5m), Est.:F, comp.:(este-oeste).
(a) Espectro cruzado.
(b) Espectro de coerência (a linha horizontal indica o nível de confiança de 95%).
(c) Espectro de Fase.

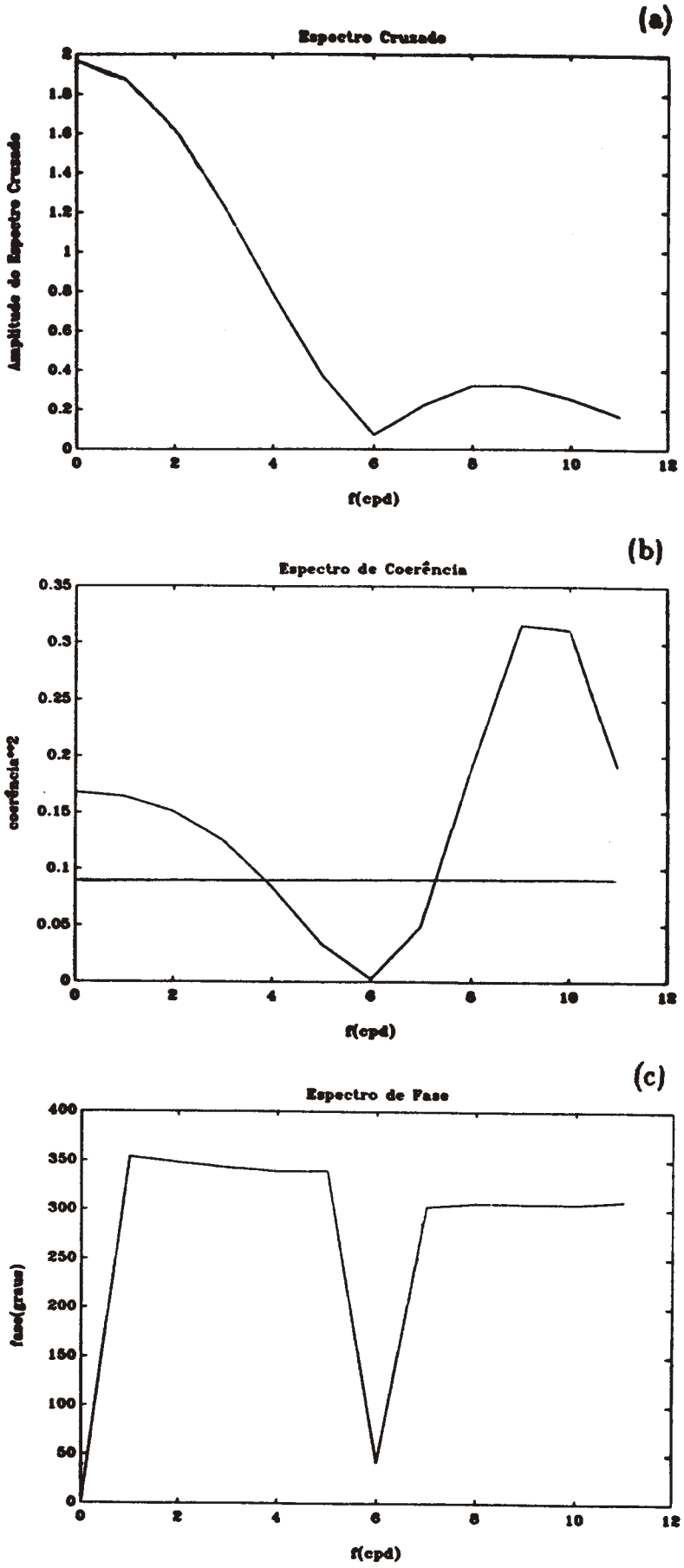


Fig. 46: Análise espectral cruzada, vento e corrente (5m), Est.:F, comp.:(norte-sul).
(a) Espectro cruzado.
(b) Espectro de coerência (a linha horizontal indica o nível de confiança de 95%).
(c) Espectro de Fase.

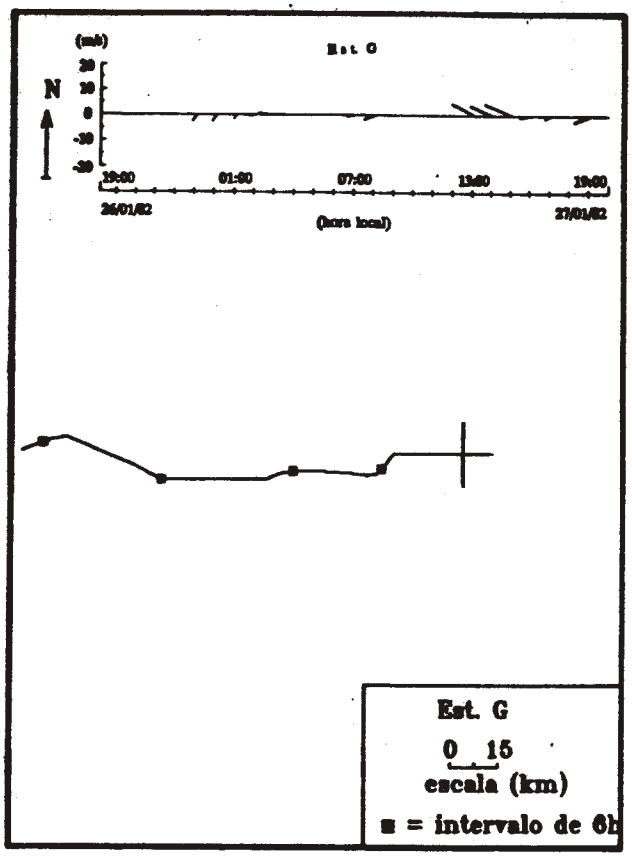


Fig. 41: Diagrama vetorial progressivo e diagrama tipo "stick plot" para a velocidade do vento na Estação G. Os instantes inicial e final de cada registro estão indicados no eixo paralelo ao do diagrama "stick plot".

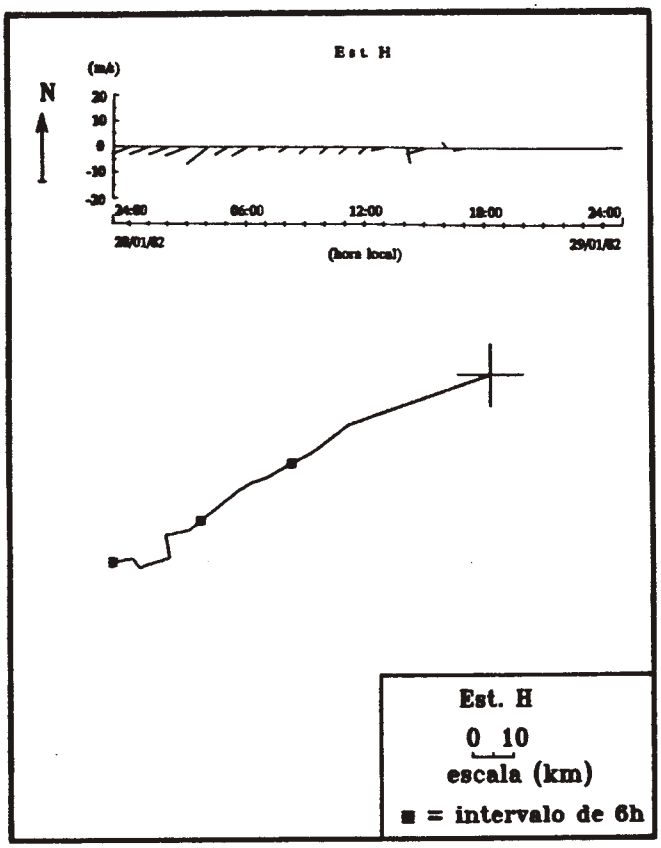


Fig. 42: Diagrama vetorial progressivo e diagrama tipo "stick plot" para a velocidade do vento na Estação H. Os instantes inicial e final de cada registro estão indicados no eixo paralelo ao do diagrama "stick plot".

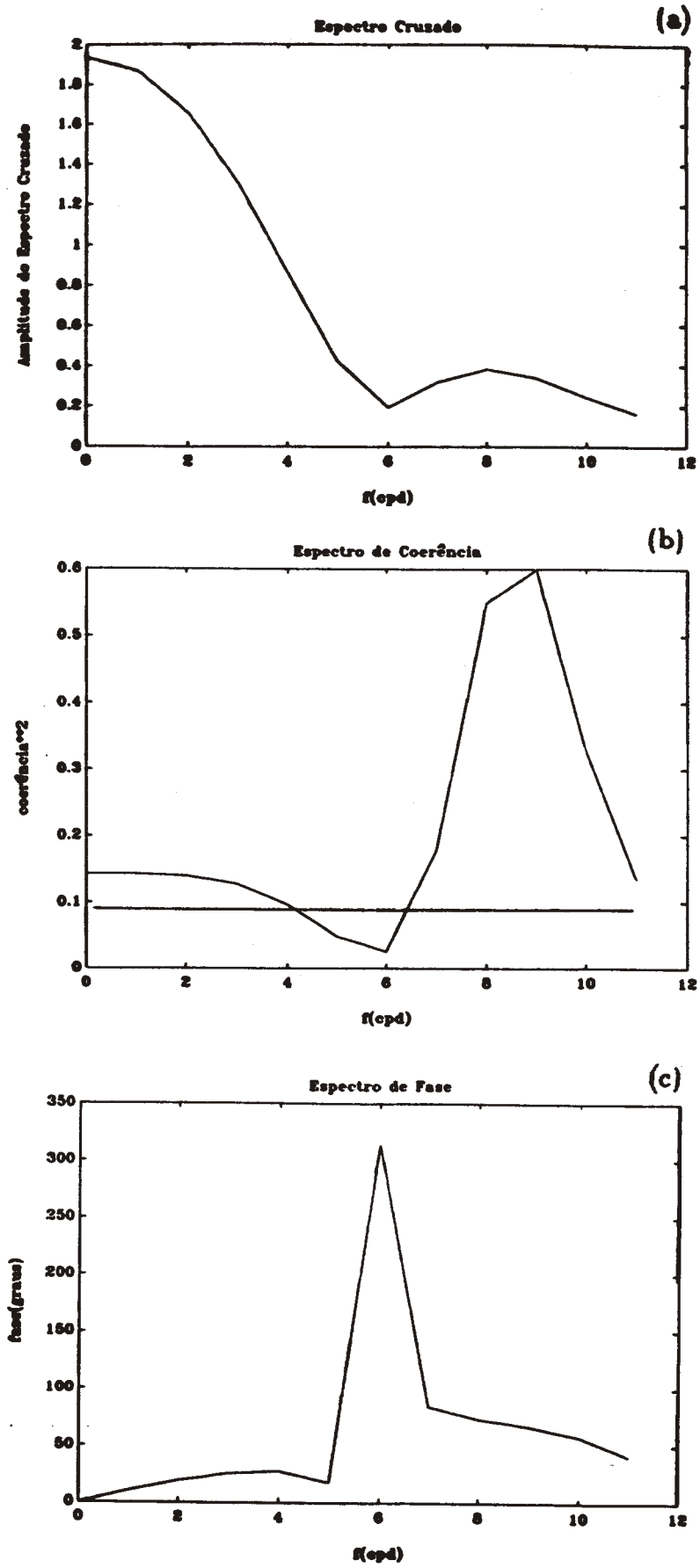


Fig. 43: Análise espectral cruzada, vento e corrente (5m), Est.:G, comp.:(este-oeste).
(a) Espectro cruzado.
(b) Espectro de coerência (a linha horizontal indica o nível de confiança de 95%).
(c) Espectro de Fase.

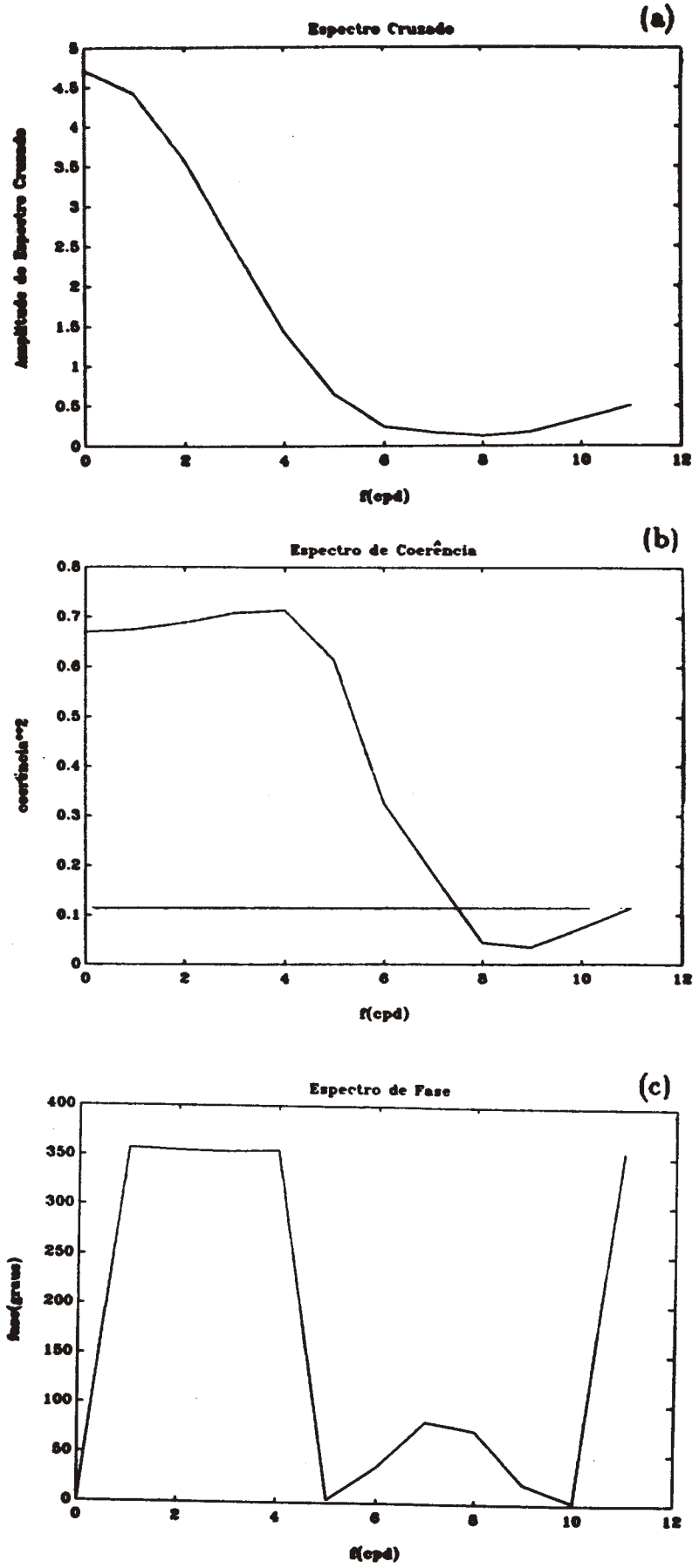


Fig. 44: Análise espectral cruzada, vento e corrente (5m), Est.:H, comp.:(este-oeste).
(a) Espectro cruzado.
(b) Espectro de coerência (a linha horizontal indica o nível de confiança de 95%).
(c) Espectro de Fase.

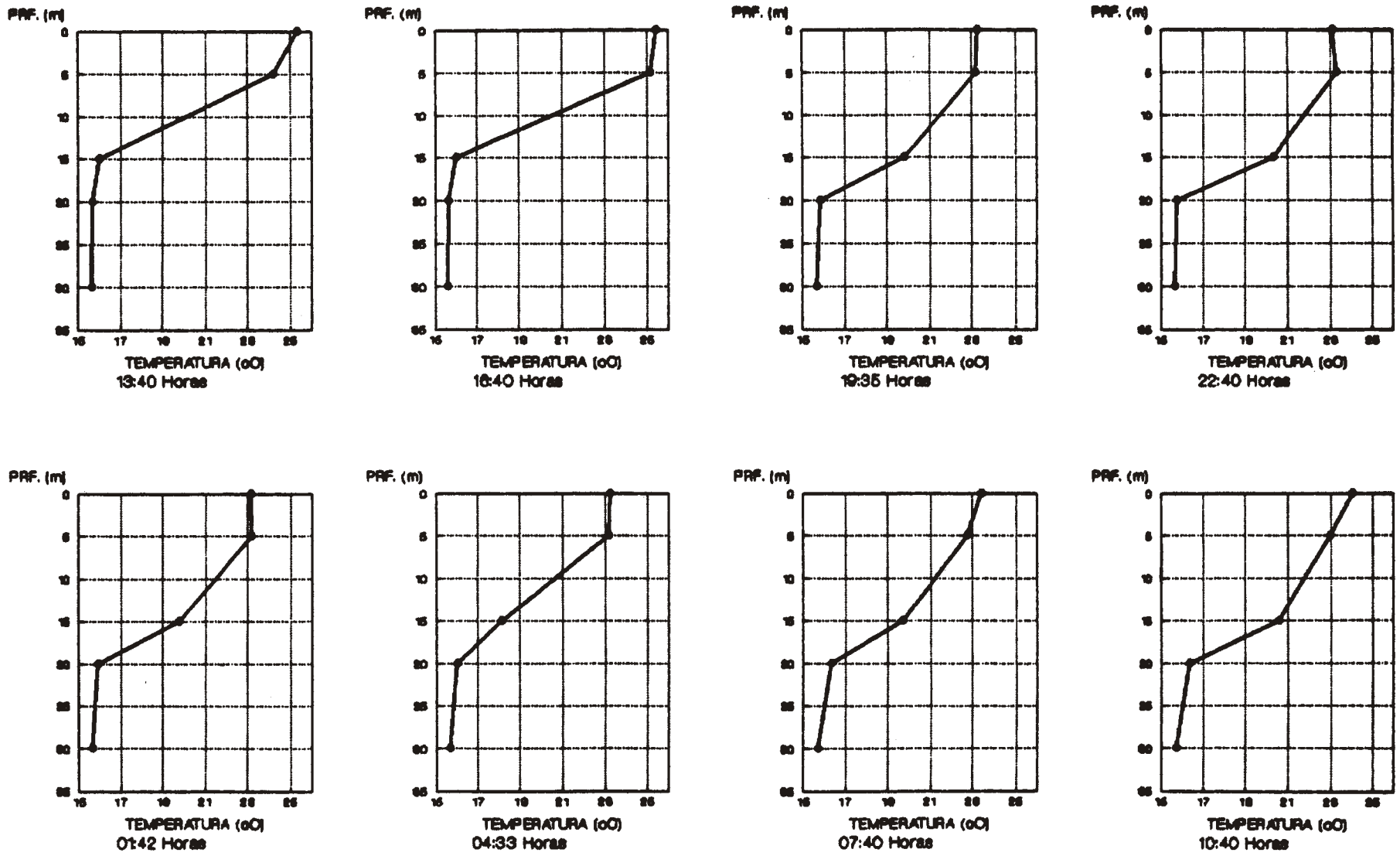


Fig. 45: Perfis verticais de temperatura na Estação D, (23-24/01/82).

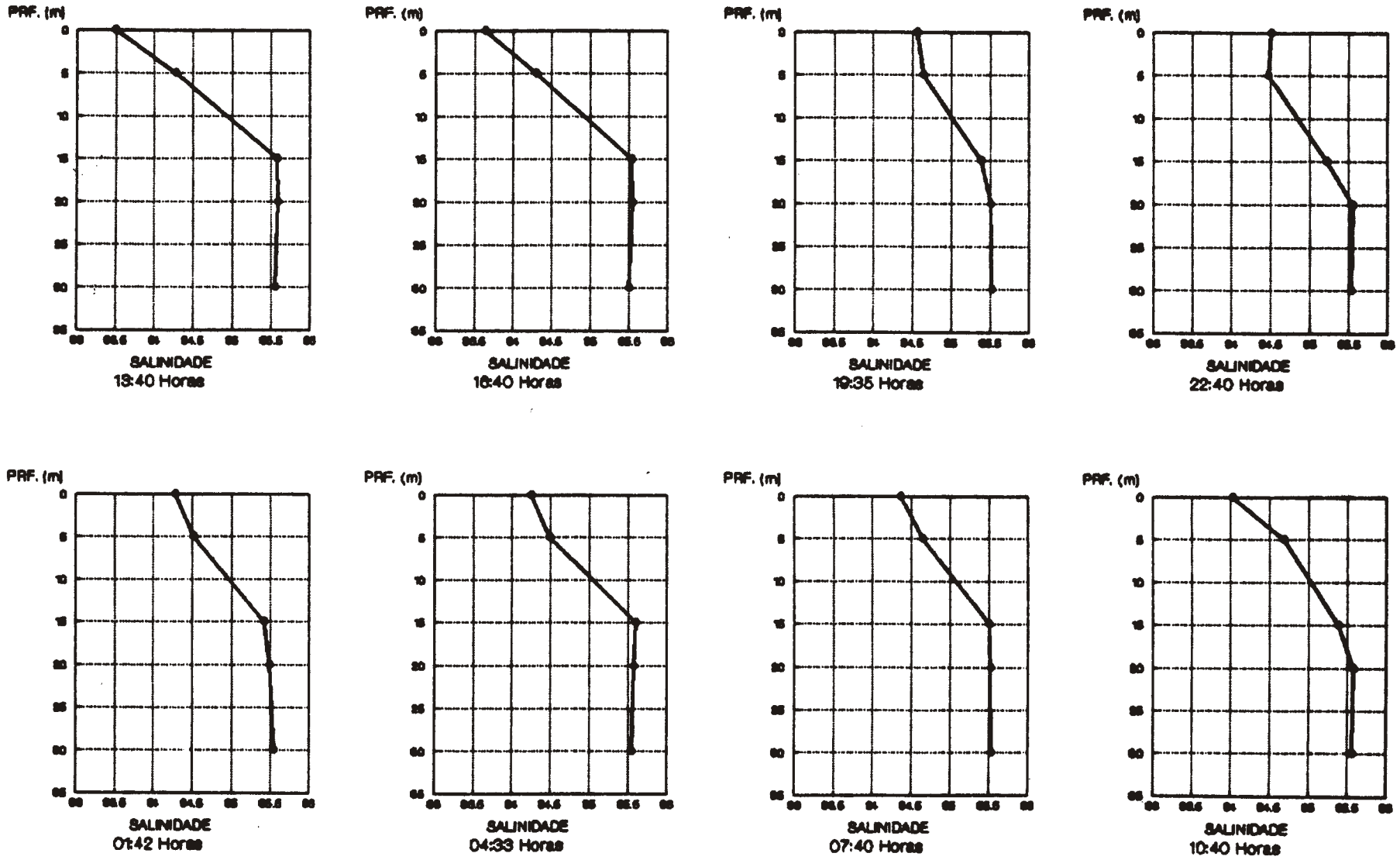


Fig. 46: Perfis verticais de salinidade na Estação D. (23-24/01/82).

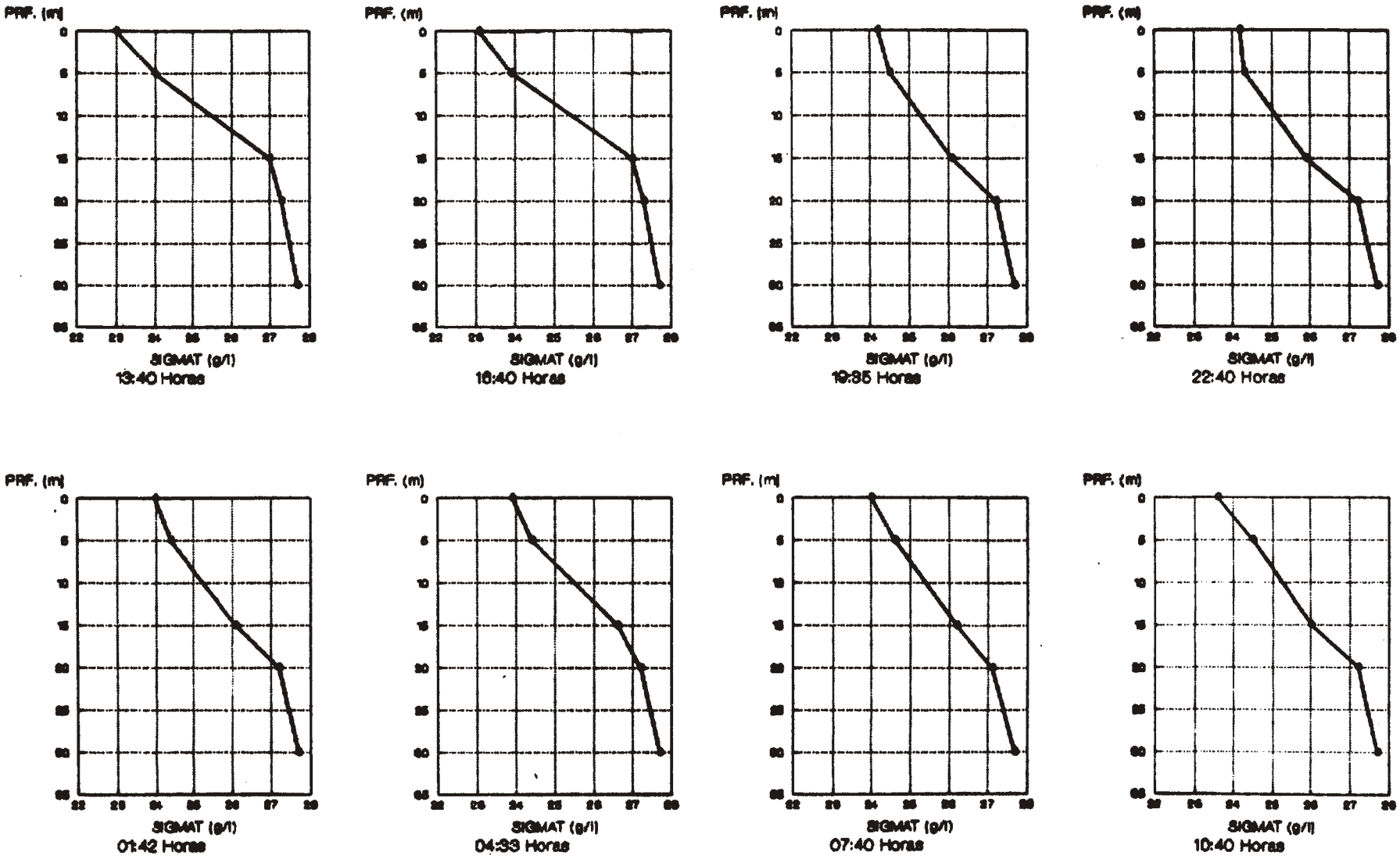


Fig. 47: Perfis verticais de $\sigma_{S,T,P}$ na Estação D, (23-24/01/82).

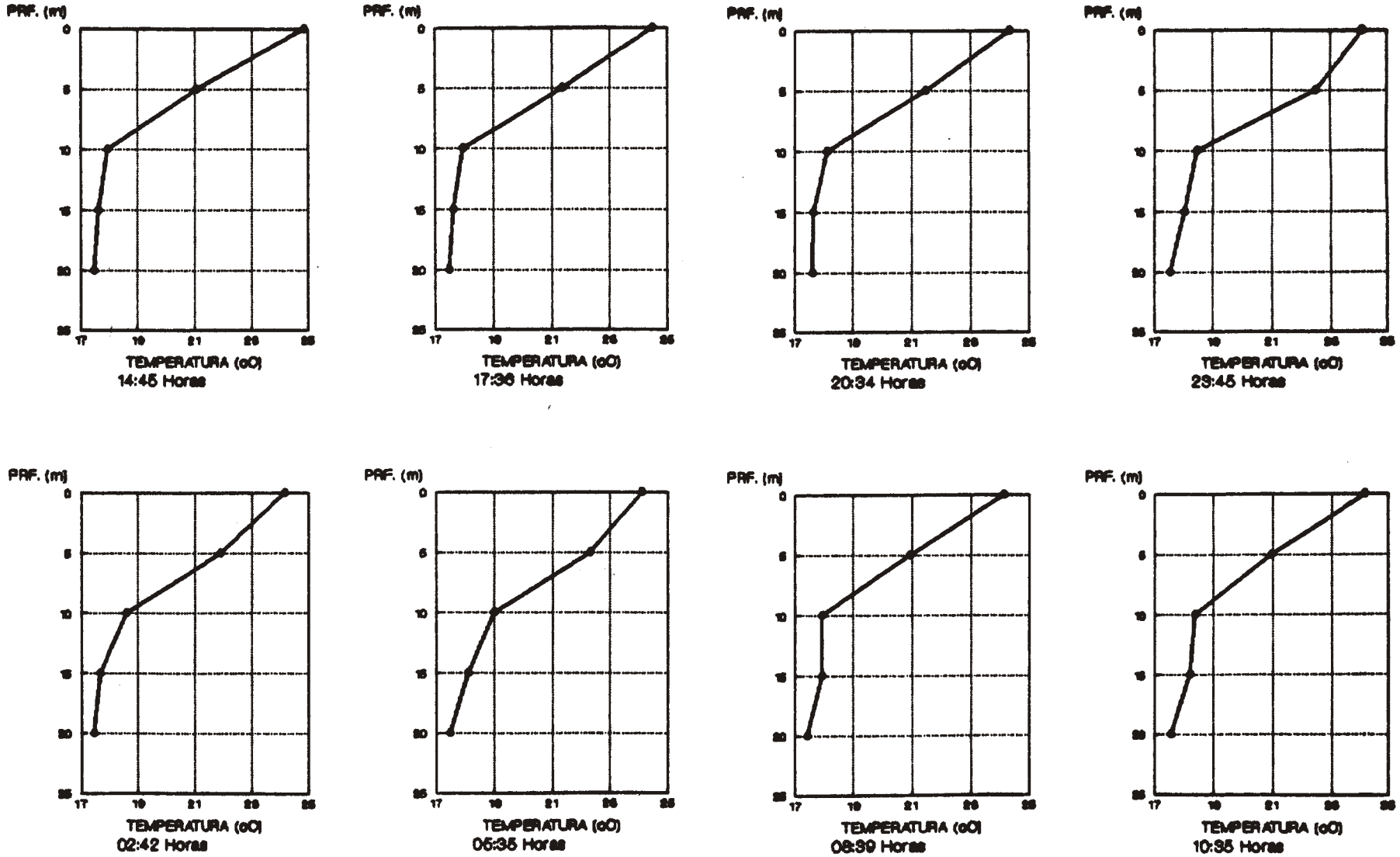


Fig. 48: Perfis verticais de temperatura na Estação E, (24-25/01/82).

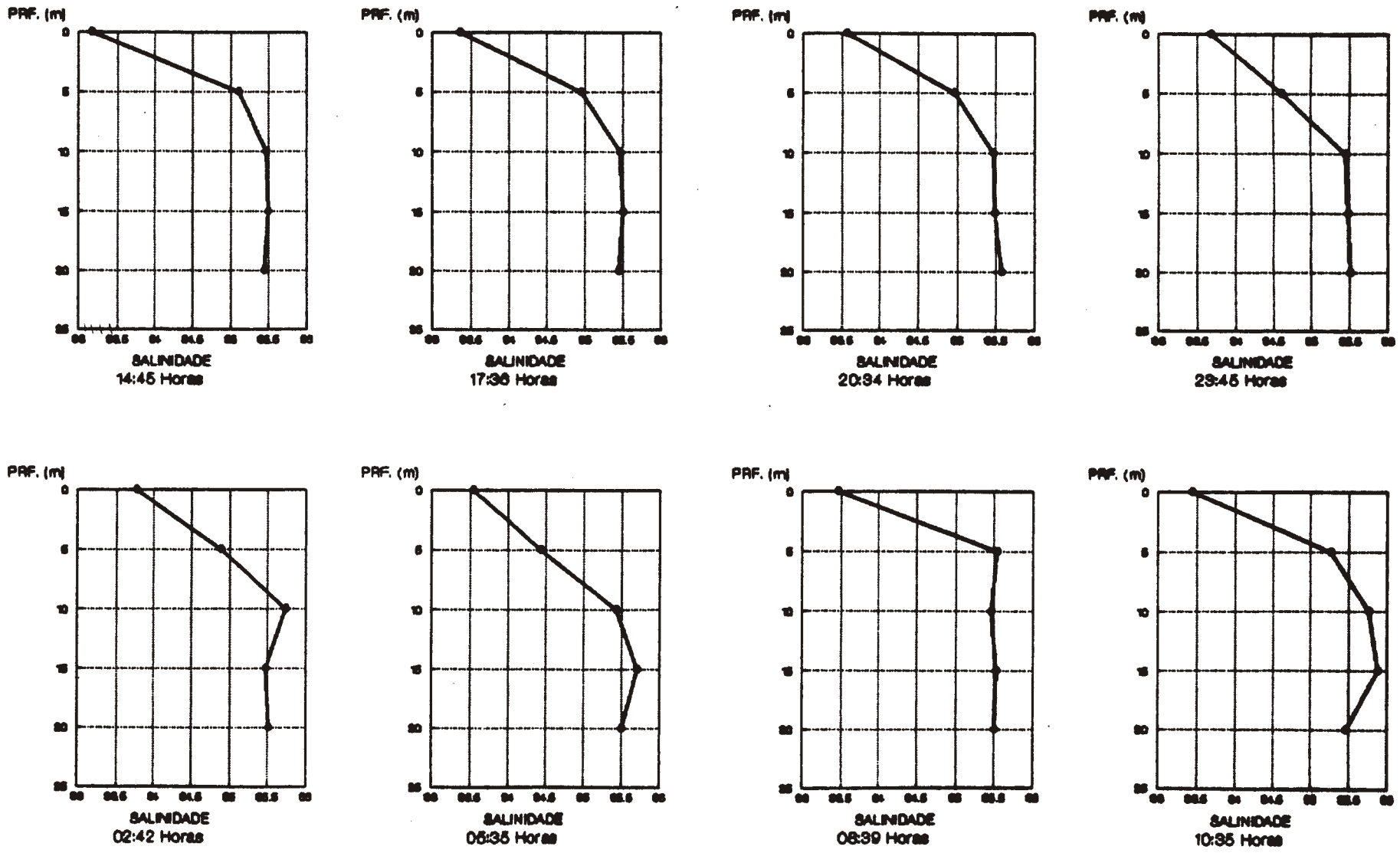


Fig. 49: Perfis verticais de salinidade na Estação E, (24-25/01/82).

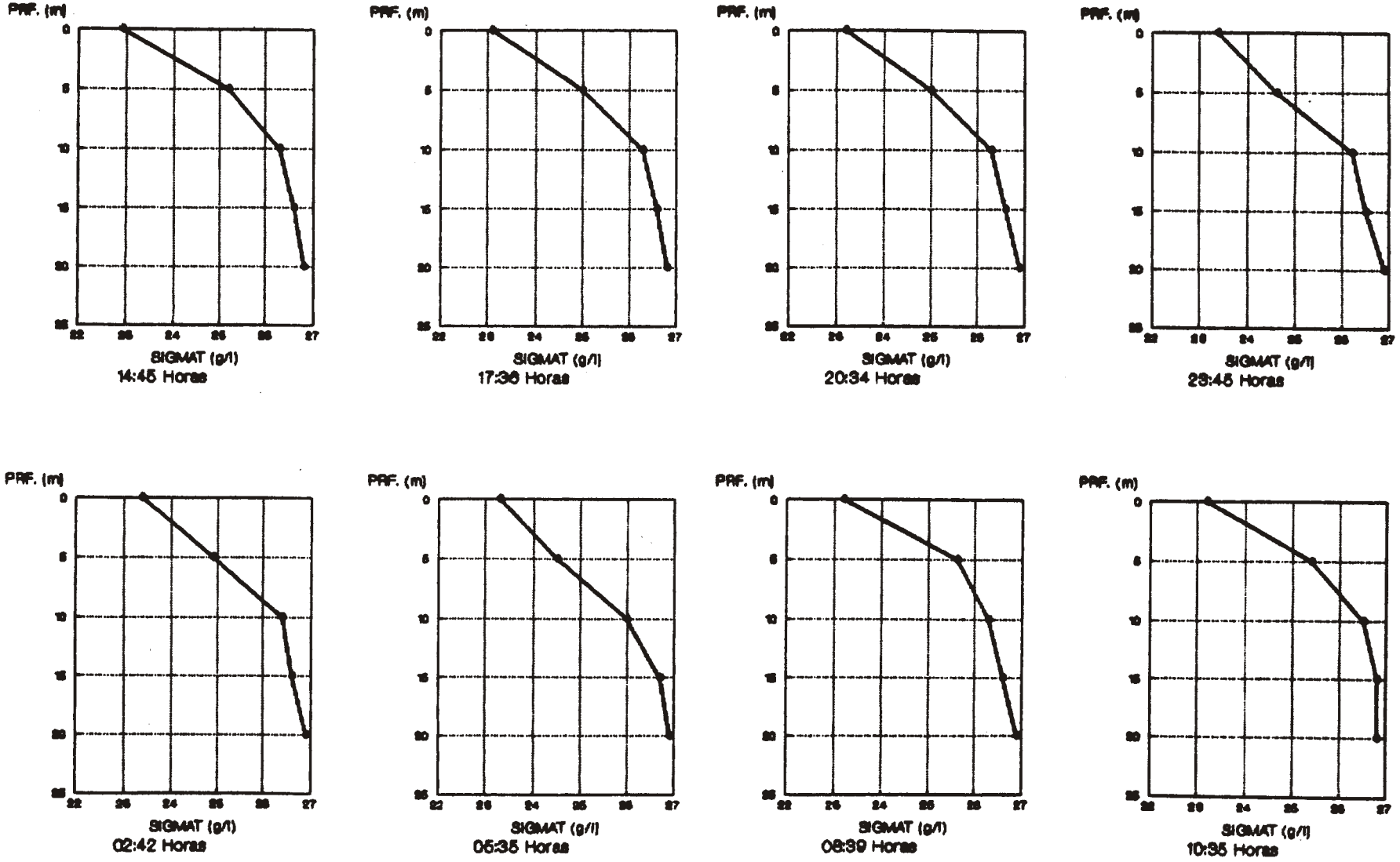


Fig. 50: Perfis verticais de $\sigma_{S,T,P}$ na Estação E, (24-25/01/82).

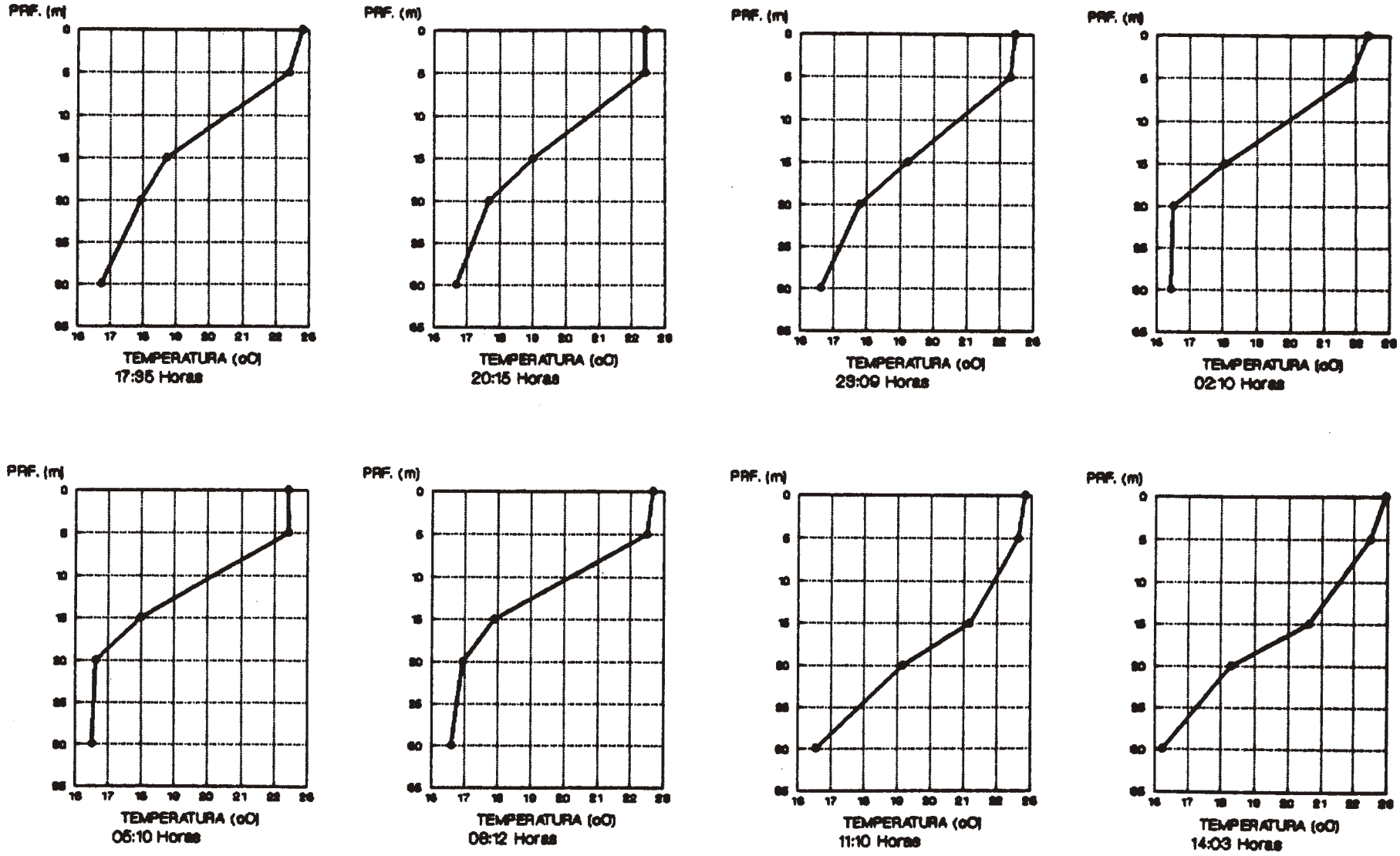


Fig. 51: Perfis verticais de temperatura na Estação F, (25-26/01/82).

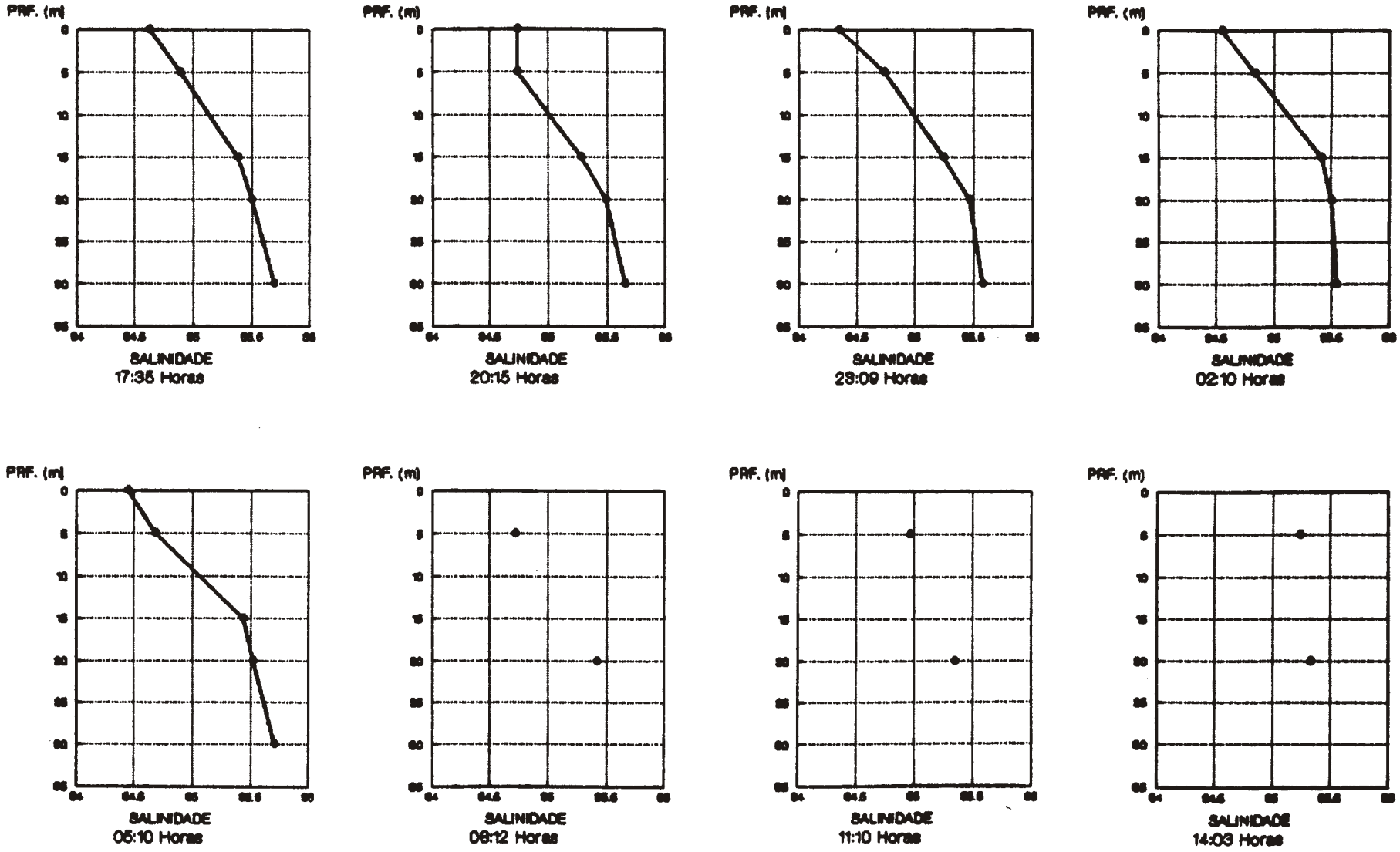


Fig. 52: Perfis verticais de salinidade na Estação F. (25-26/01/82).

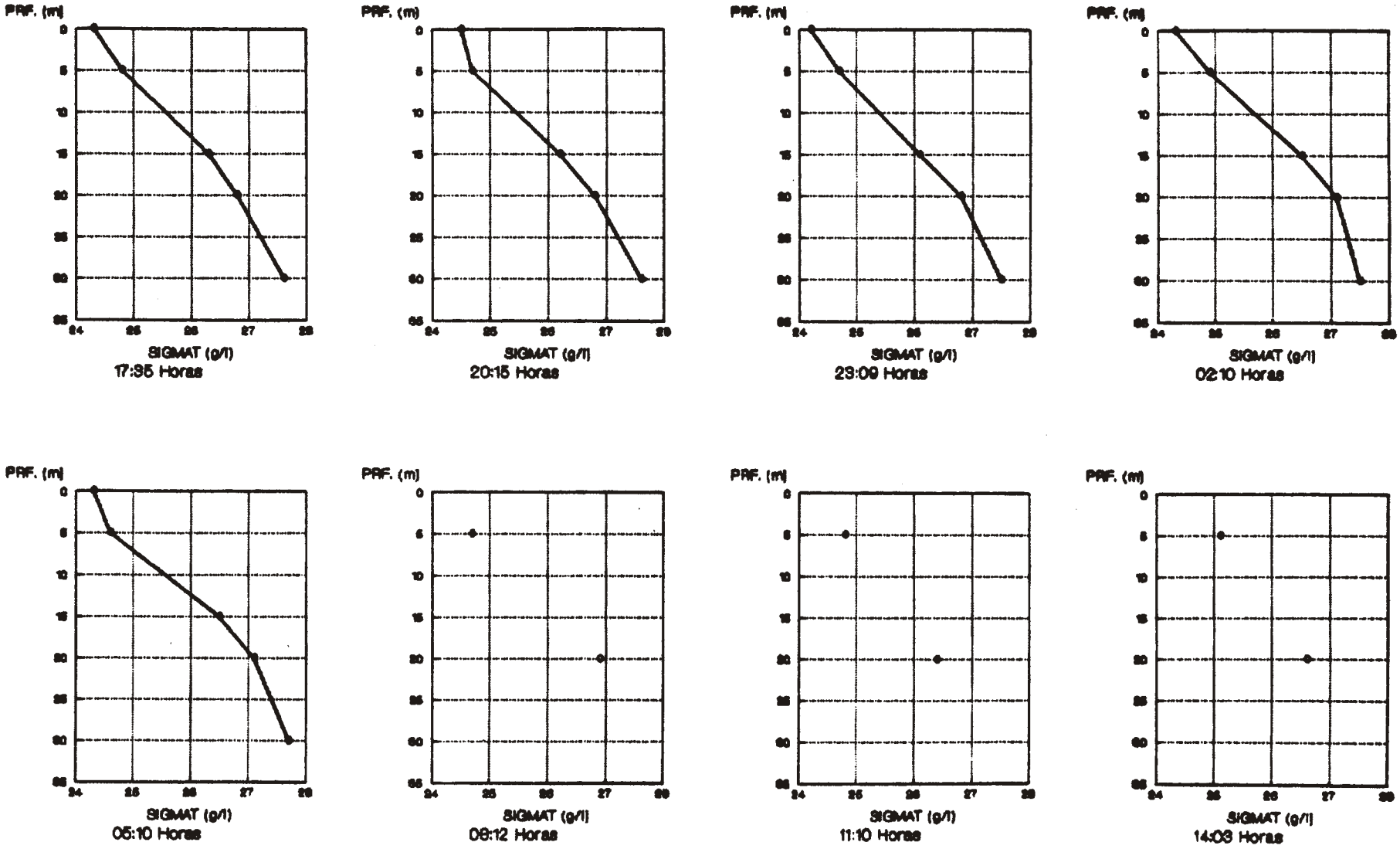


Fig. 53: Perfis verticais de $\sigma_{S,T,P}$ na Estação F. (25-26/01/82).

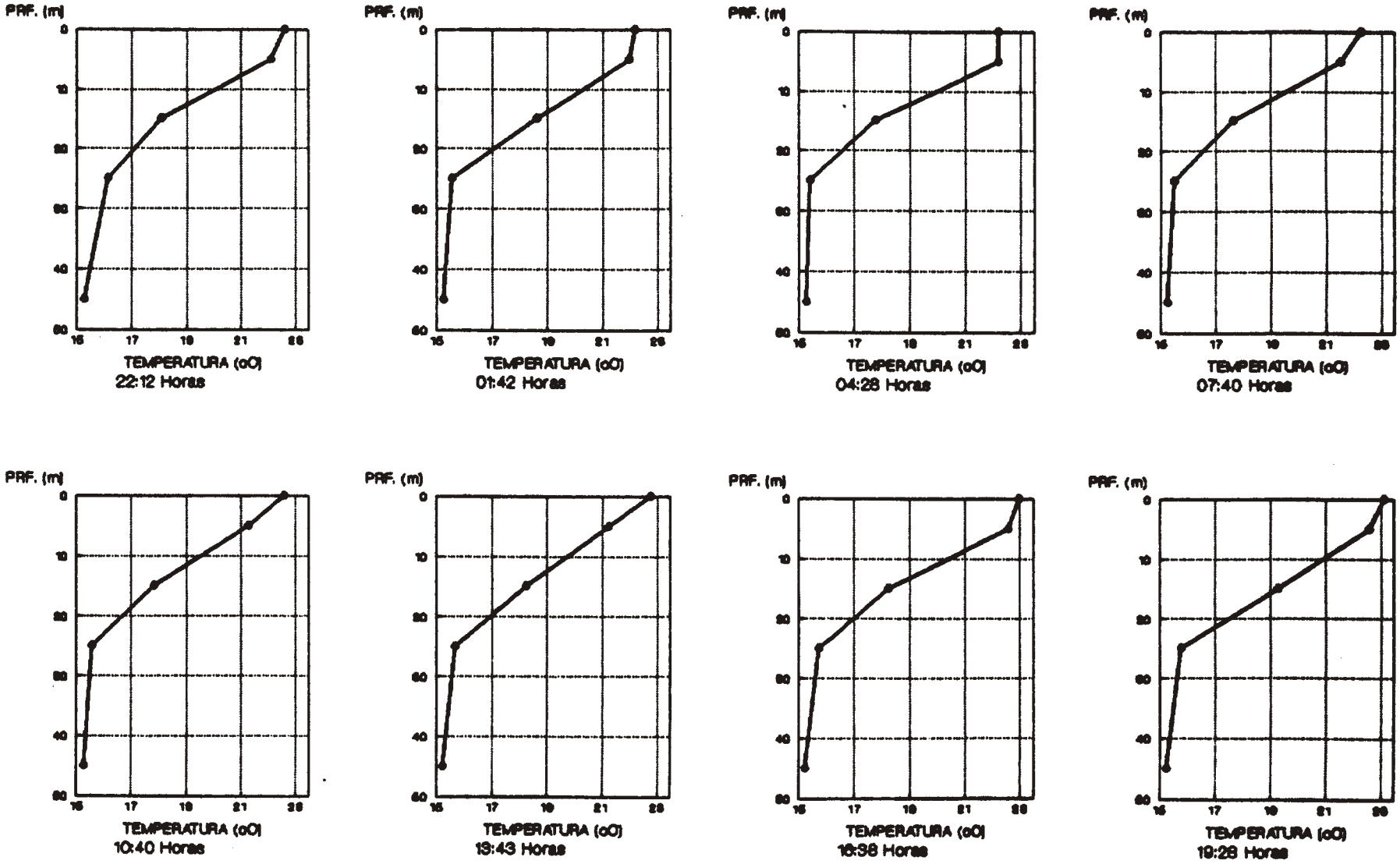


Fig. 54: Perfis verticais de temperatura na Estação G, (26-27/01/82).

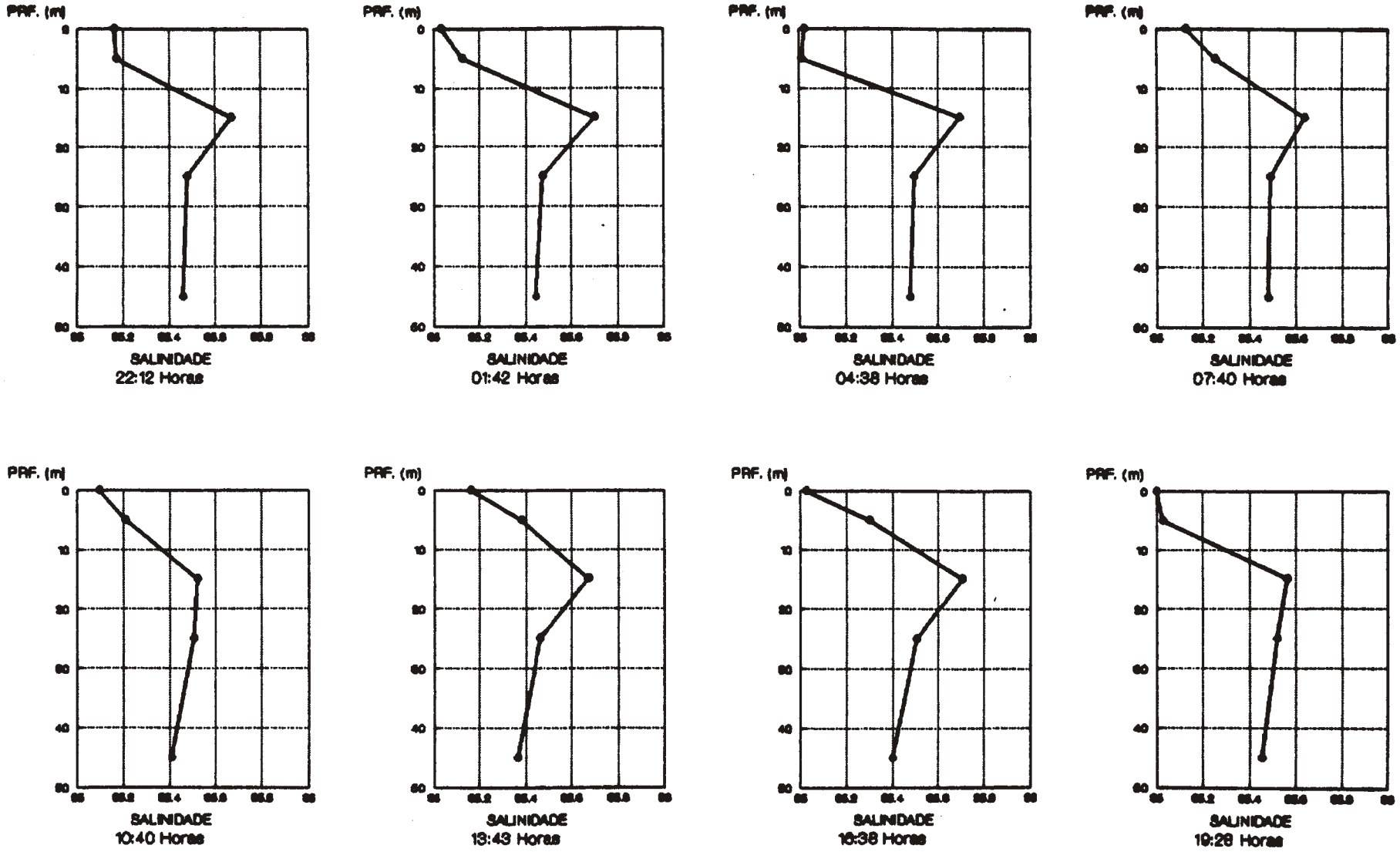


Fig. 55: Perfis verticais de salinidade na Estação G, (26-27/01/82).

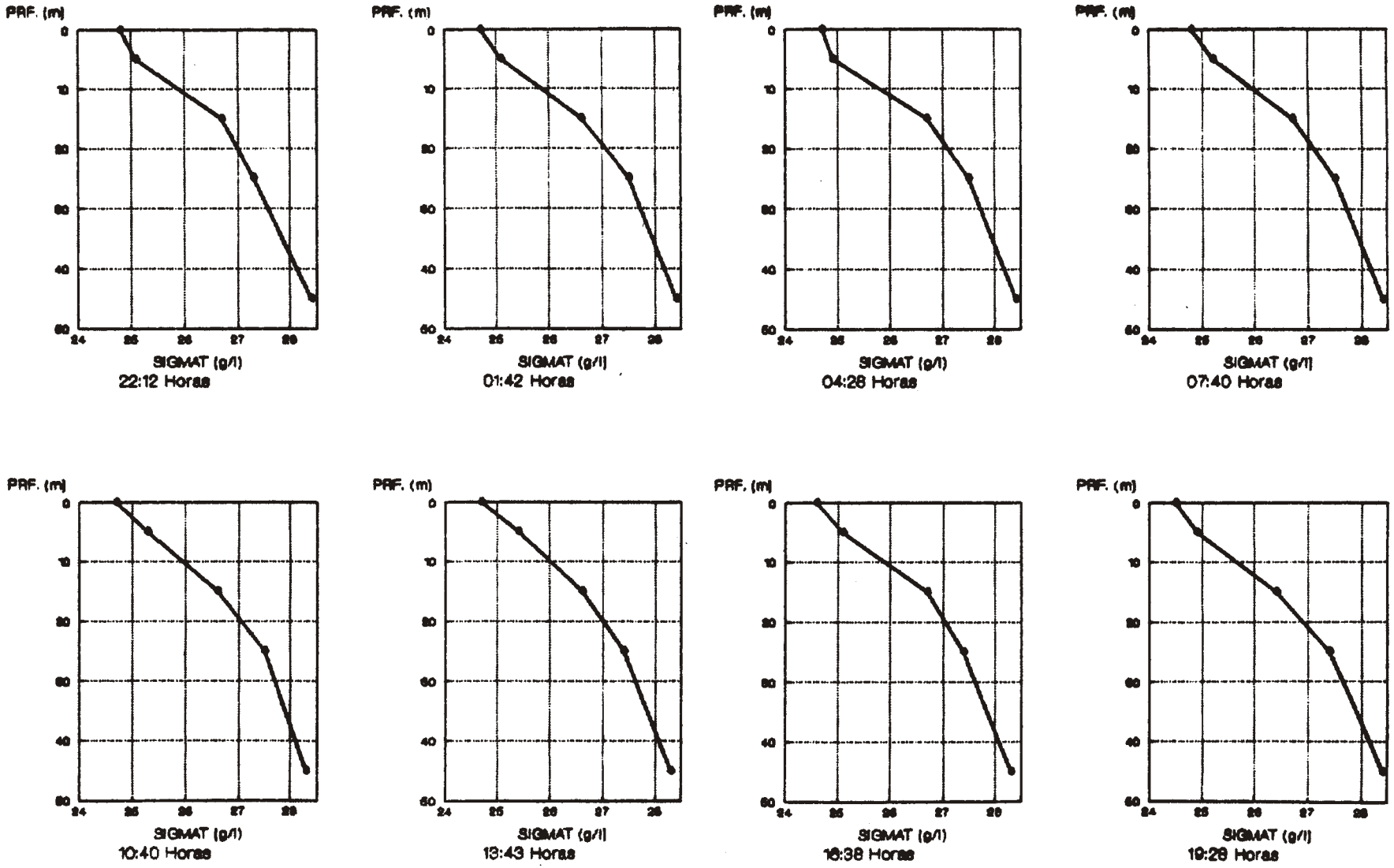


Fig. 56: Perfis verticais de $\sigma_{S,T,P}$ na Estação G, (26-27/01/82).

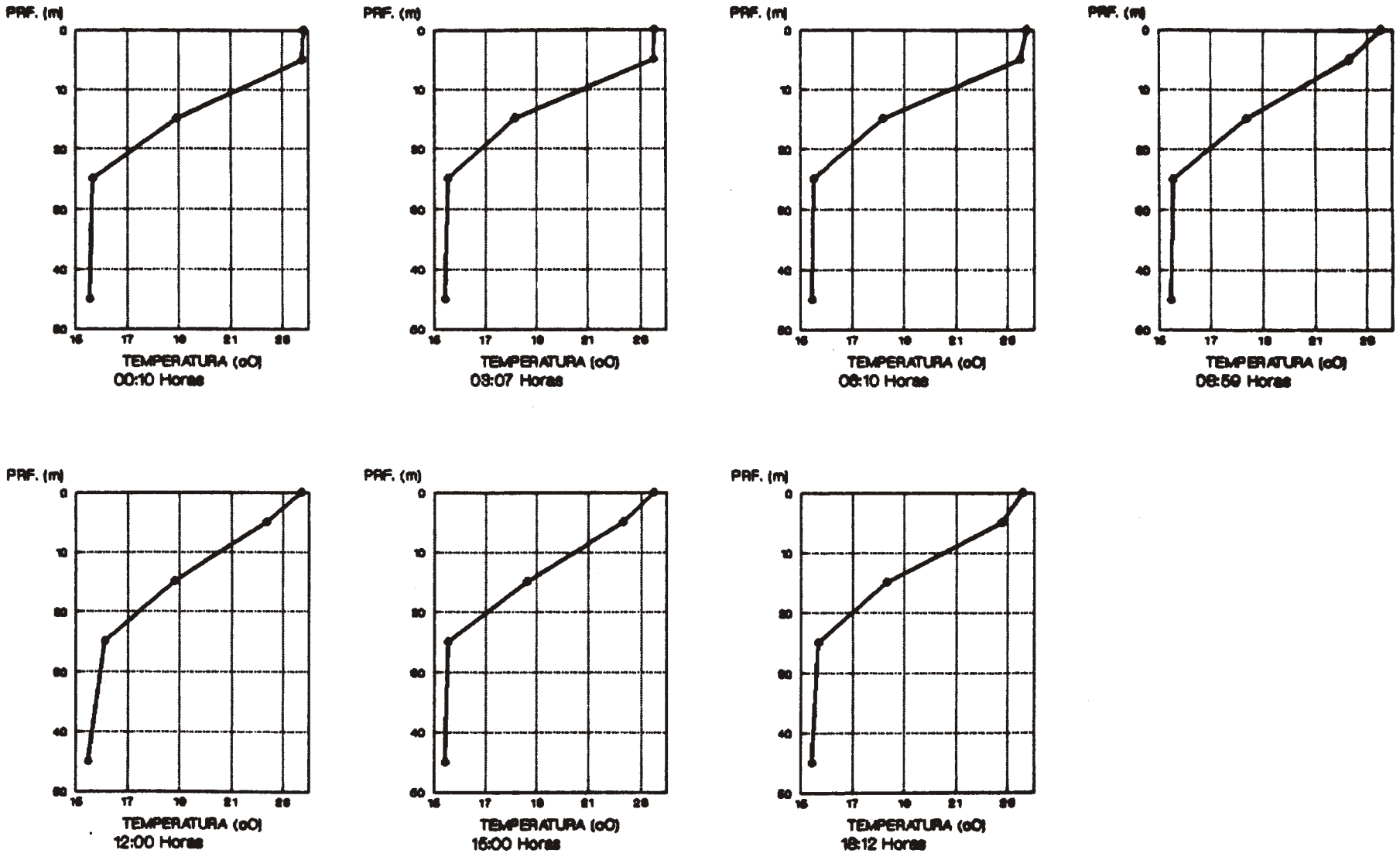


Fig. 57: Perfis verticais de temperatura na Estação H. (28/01/82).

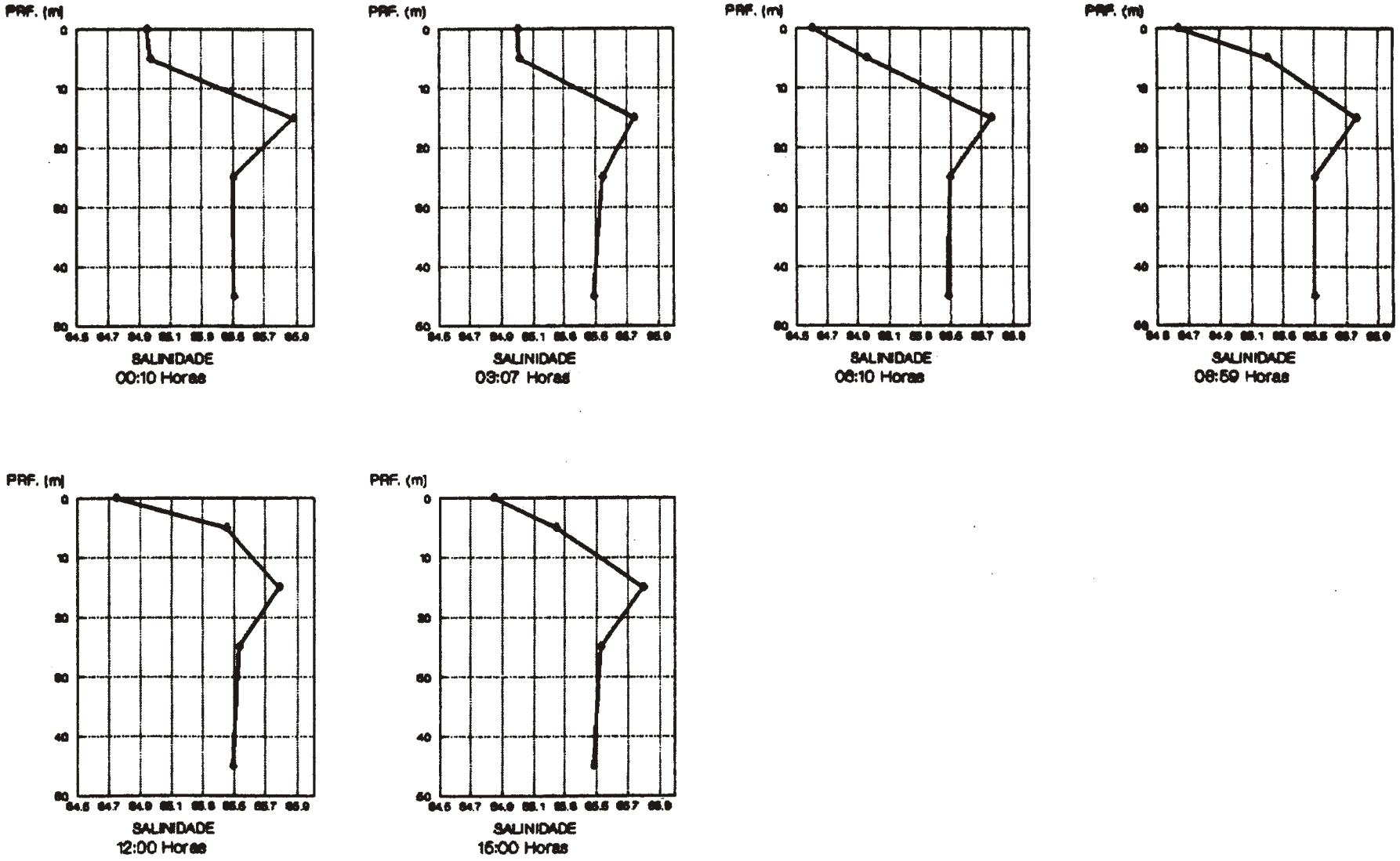


Fig. 58: Perfis verticais de salinidade na Estação H, (28/01/82).

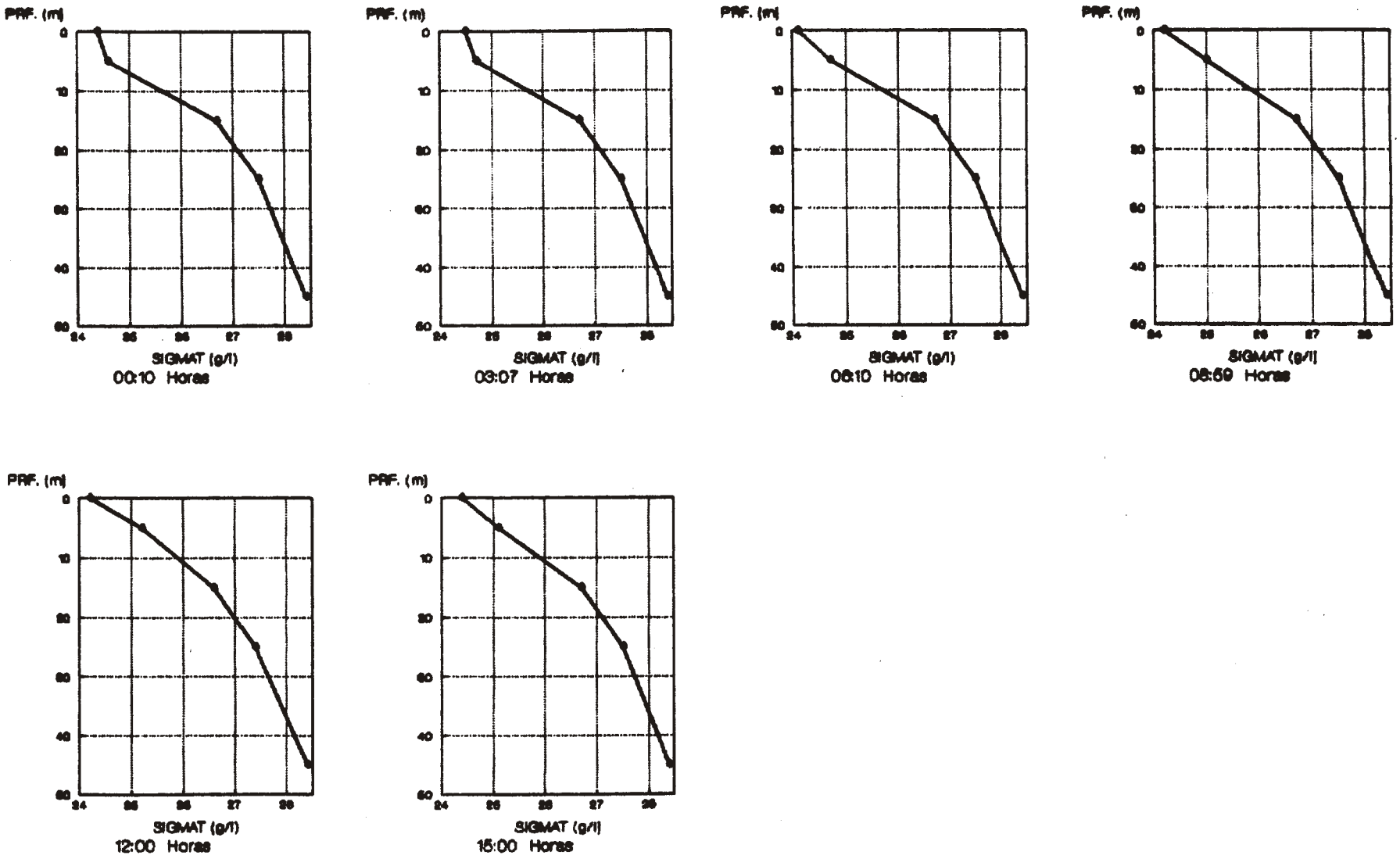


Fig. 59: Perfis verticais de $\sigma_{S,T,P}$ na Estação H, (28/01/82).

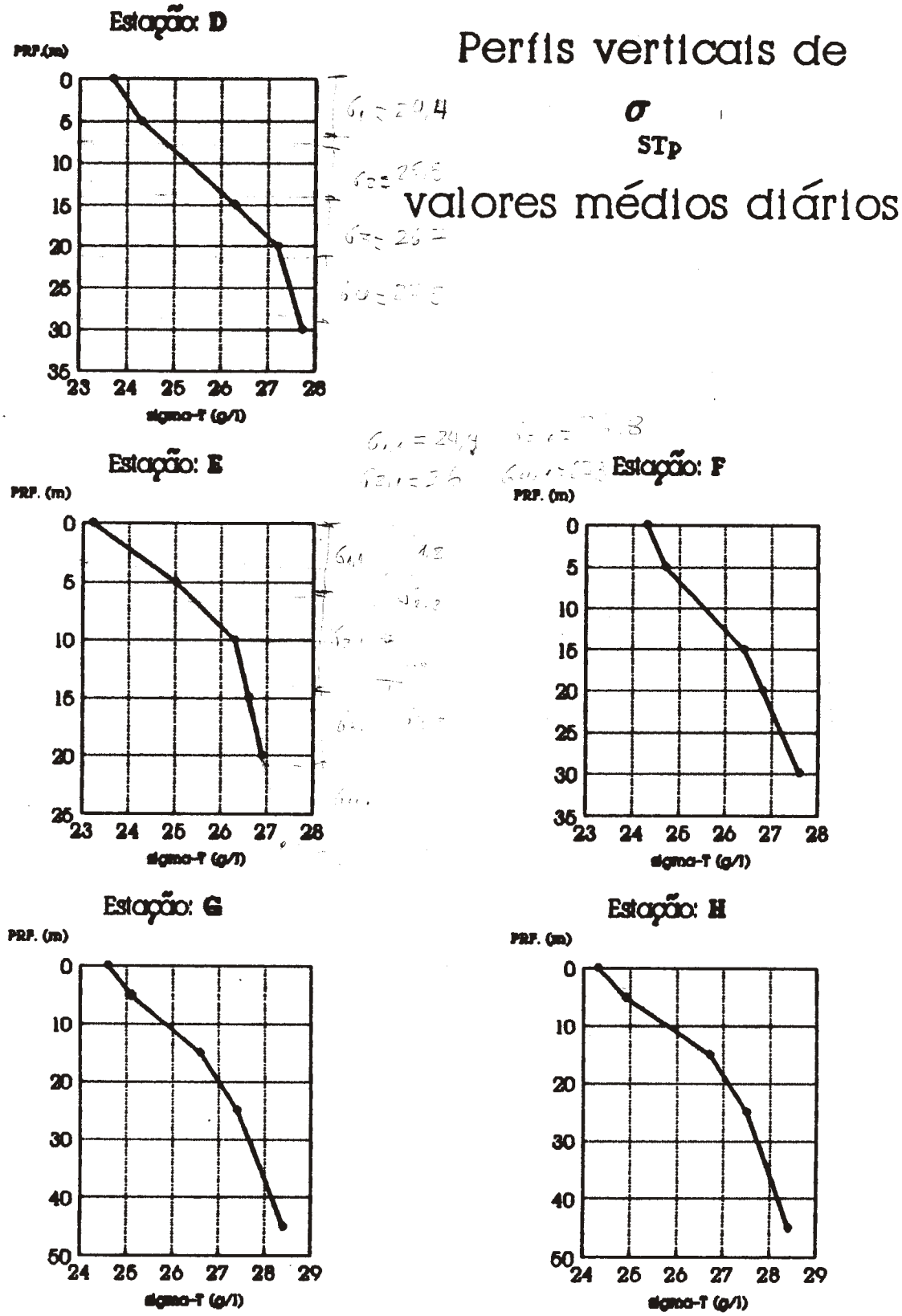


Fig. 60: Perfis médios diários de $\sigma_{S,T,p}$.

Perfis verticais de Salinidade valores médios diários

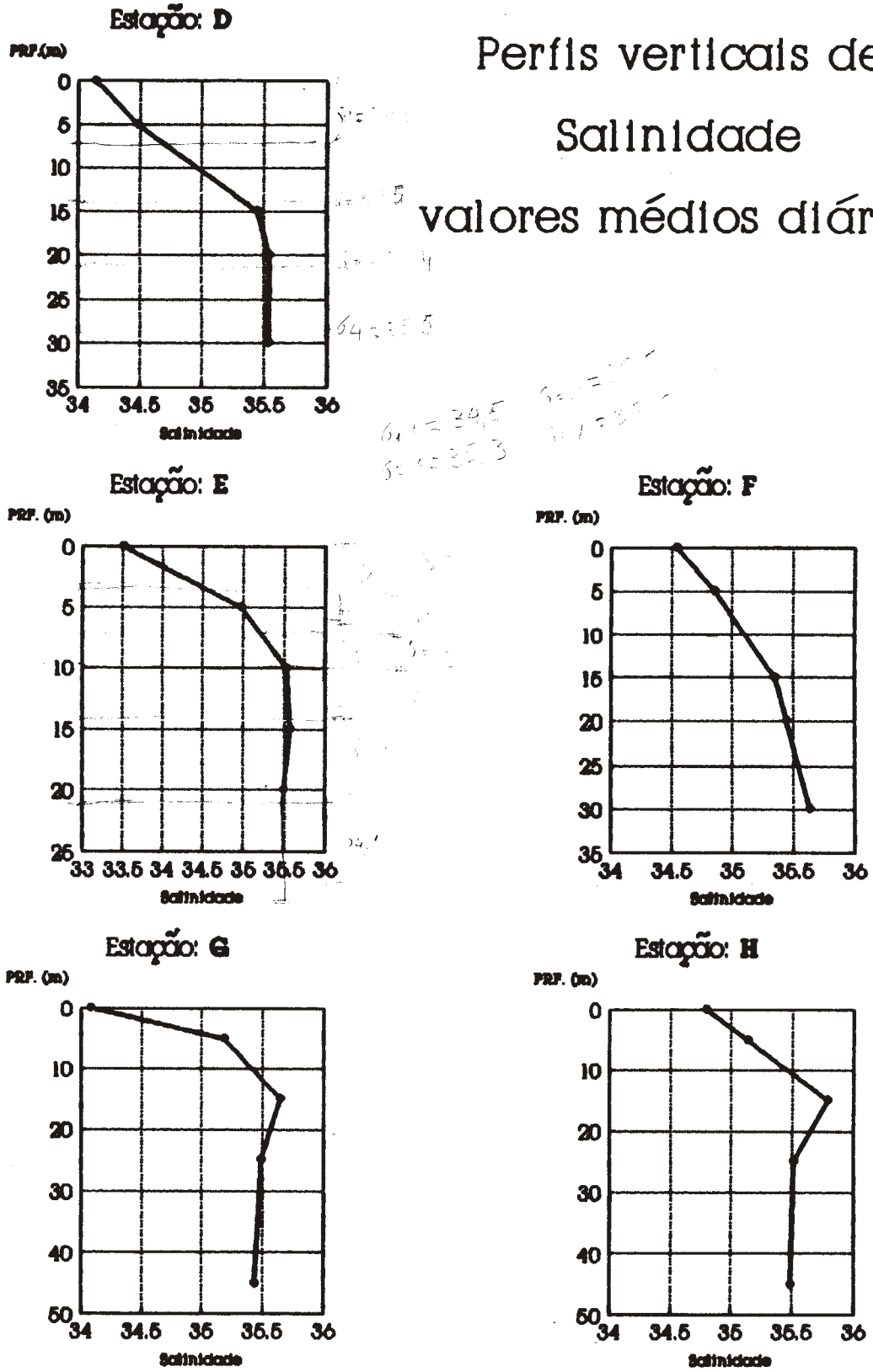


Fig. 61: Perfis médios diários de salinidade.

Perfis verticais de Temperatura valores médios diários

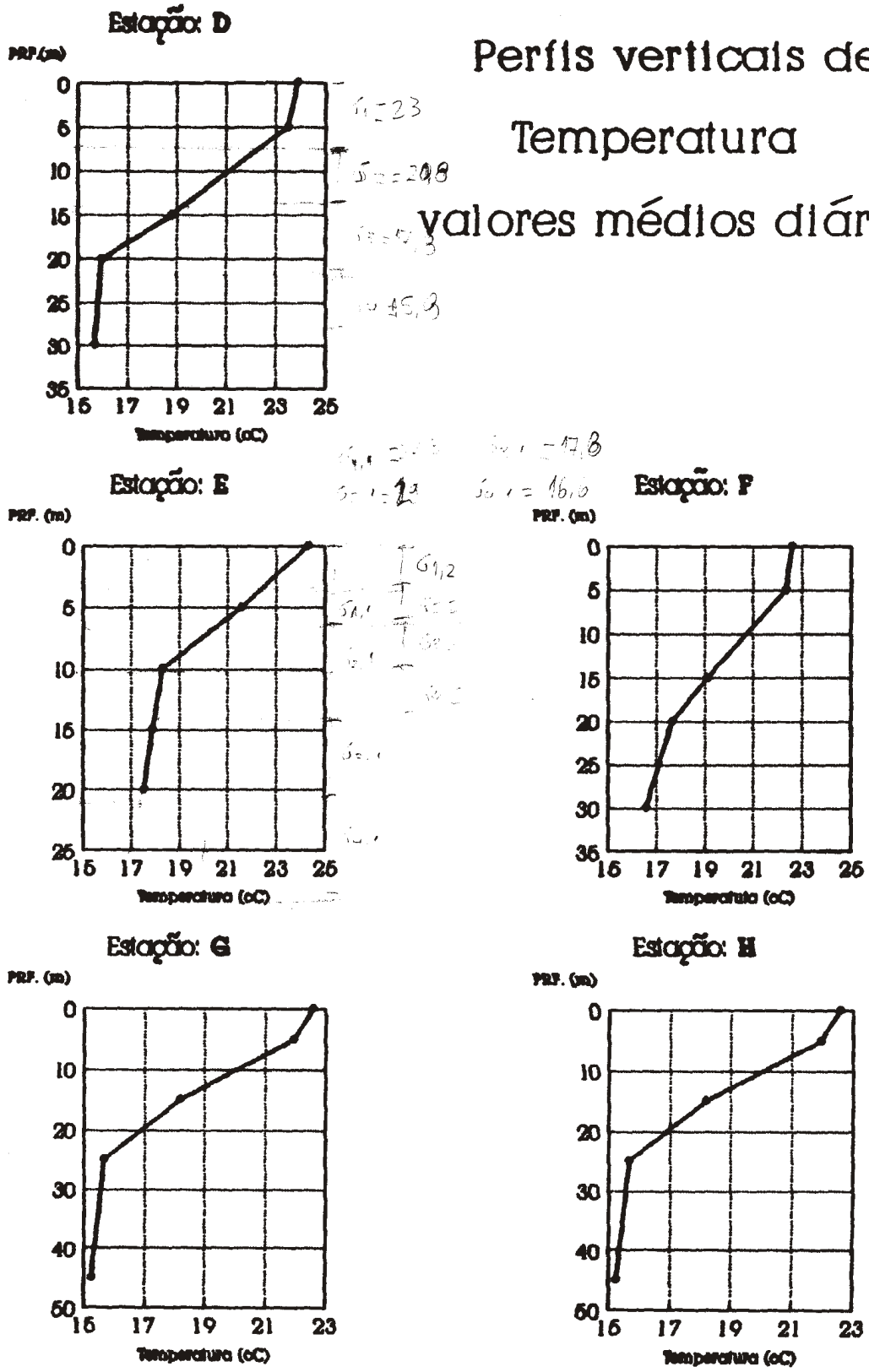


Fig. 62: Perfis médios diários de temperatura.

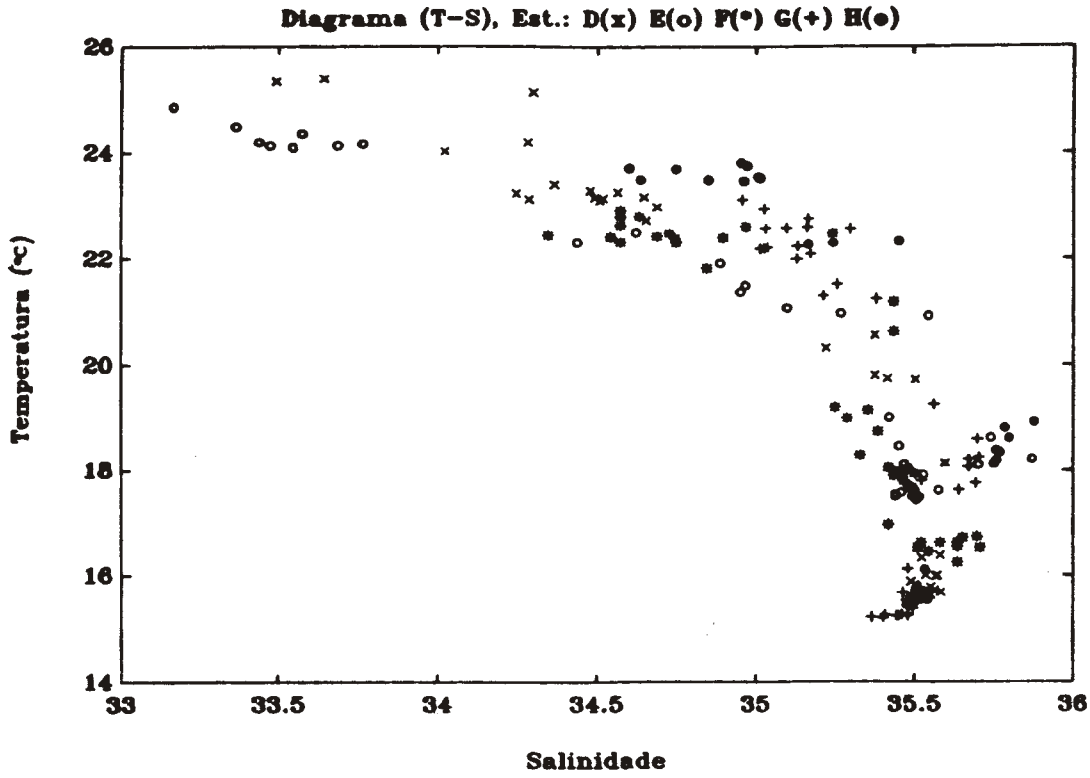


Fig. 63: Diagrama (T-S) construído com os dados de temperatura e salinidade obtidos a intervalos horários em cada uma da 5 estações oceanográficas.

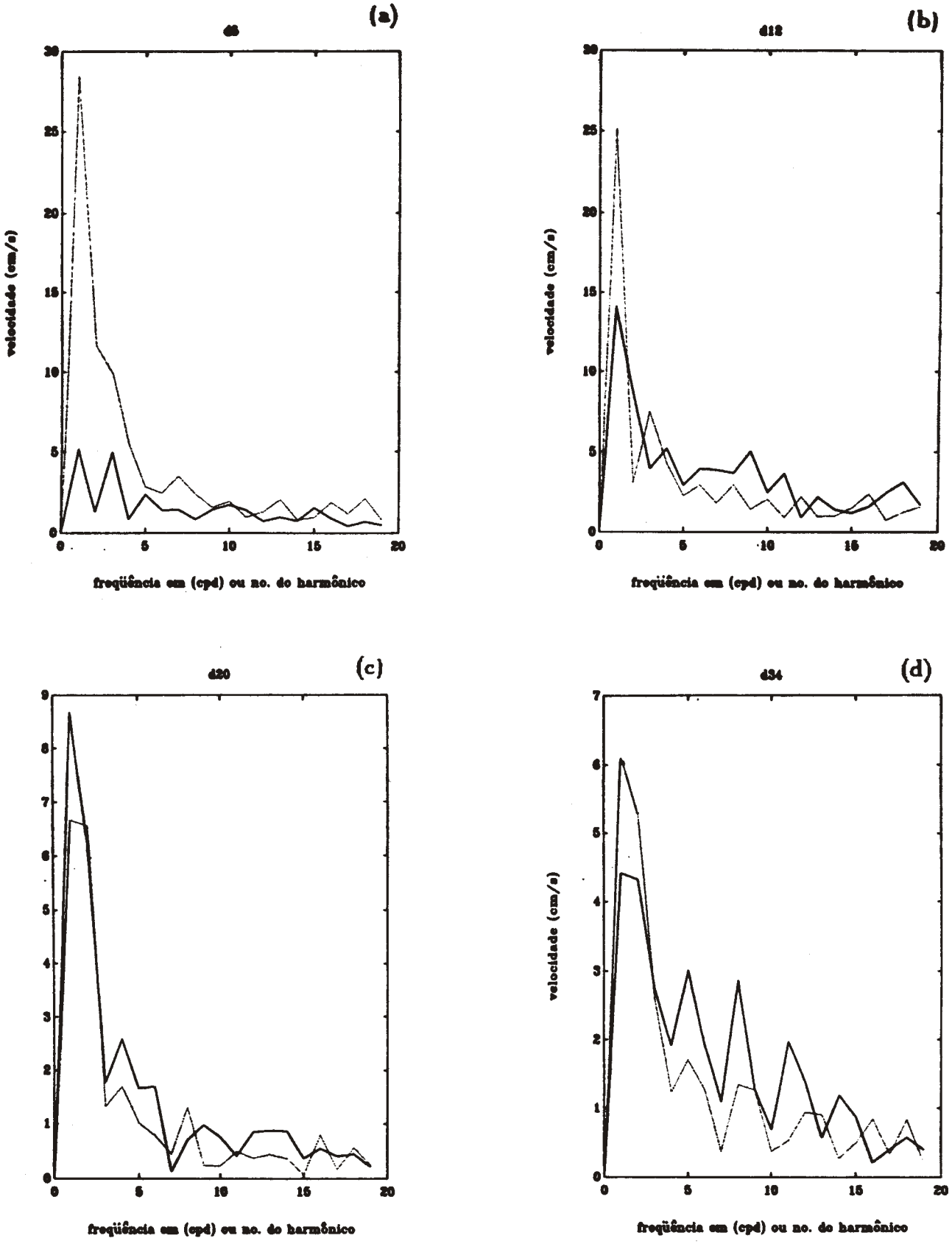


Fig. 64: Periodogramas calculados para as componentes u (linha cheia) e v (linha tracejada) do vetor velocidade da corrente na Estação D, neles estão plotados os vinte primeiros harmônicos. As profundidades de amostragem (em metro) estão indicadas na parte superior de cada gráfico.

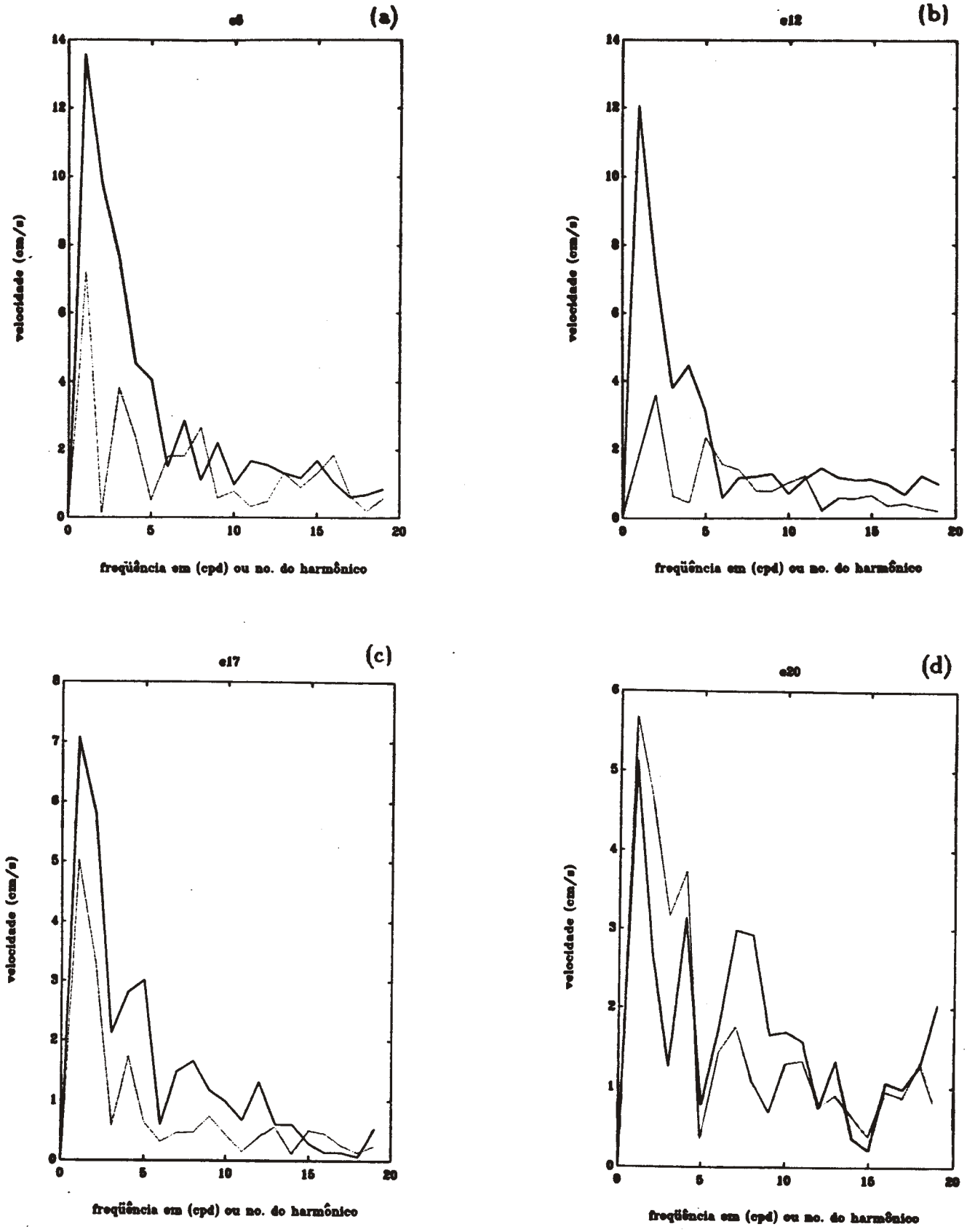


Fig. 65: Periodogramas calculados para as componentes u (linha cheia) e v (linha tracejada) do vetor velocidade da corrente na Estação E, neles estão plotados os vinte primeiros harmônicos. As profundidades de amostragem (em metro) estão indicadas na parte superior de cada gráfico.

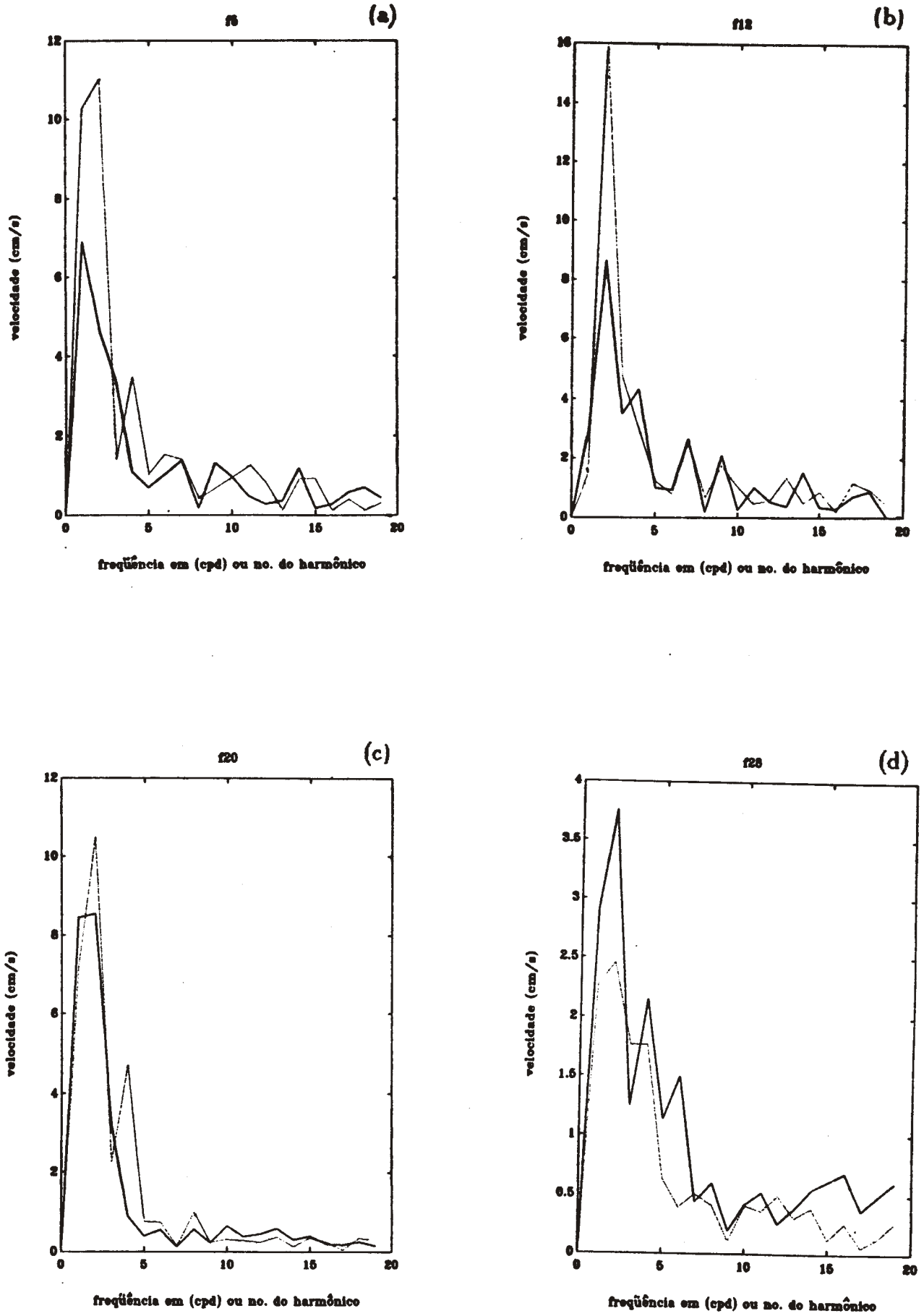


Fig. 66: Periodogramas calculados para as componentes u (linha cheia) e v (linha tracejada) do vetor velocidade da corrente na Estação F, neles estão plotados os vinte primeiros harmônicos. As profundidades de amostragem (em metro) estão indicadas na parte superior de cada gráfico.

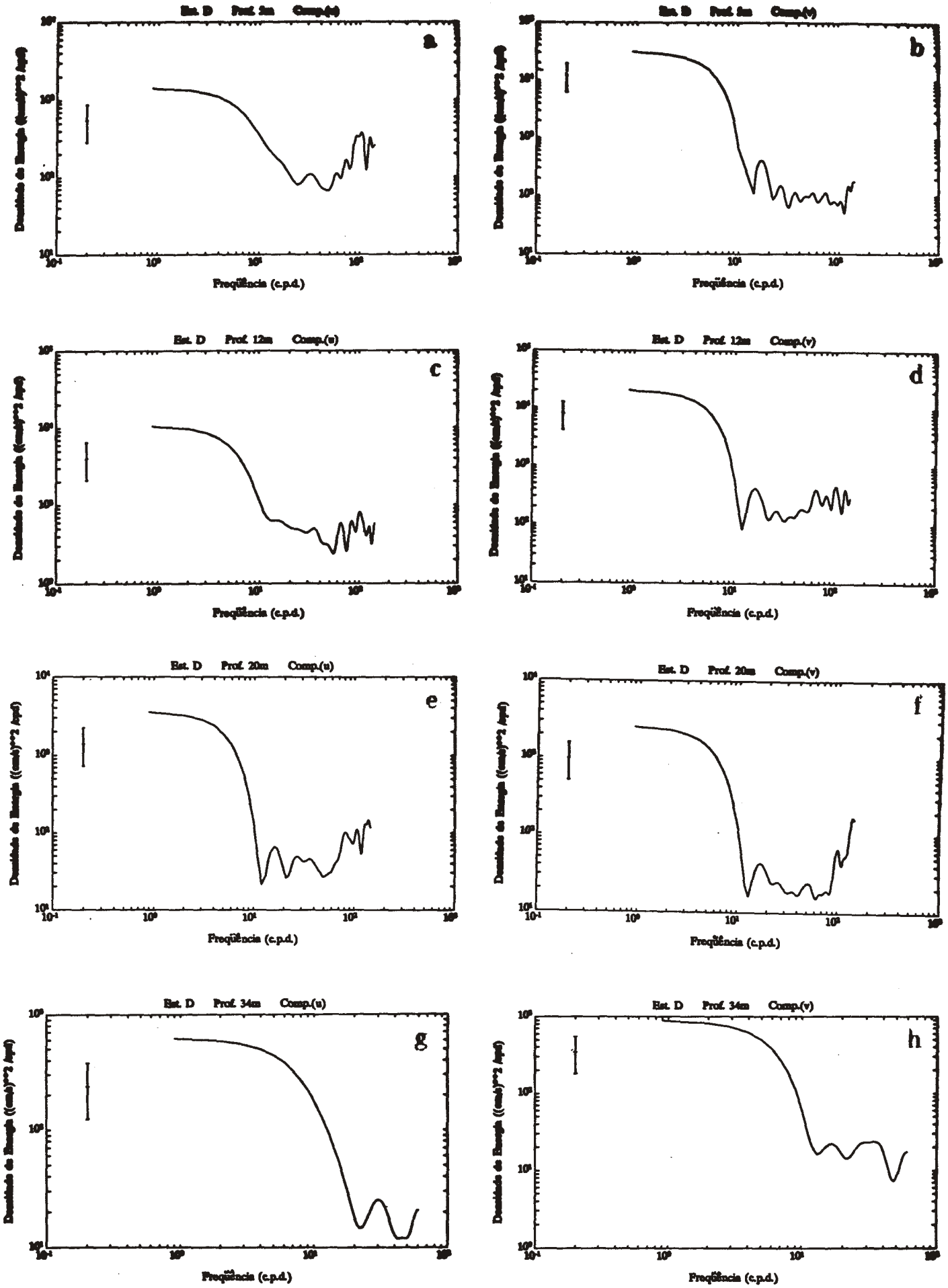


Fig. 67: Estimativas alisadas dos espectros de potência, para série de corrente na Estação D. A barra vertical, no canto superior esquerdo, indica o intervalo de confiança de 80%. Em cada gráfico estão indicados, na parte superior: a estação oceanográfica, a profundidade de amostragem e a componente do vetor velocidade.

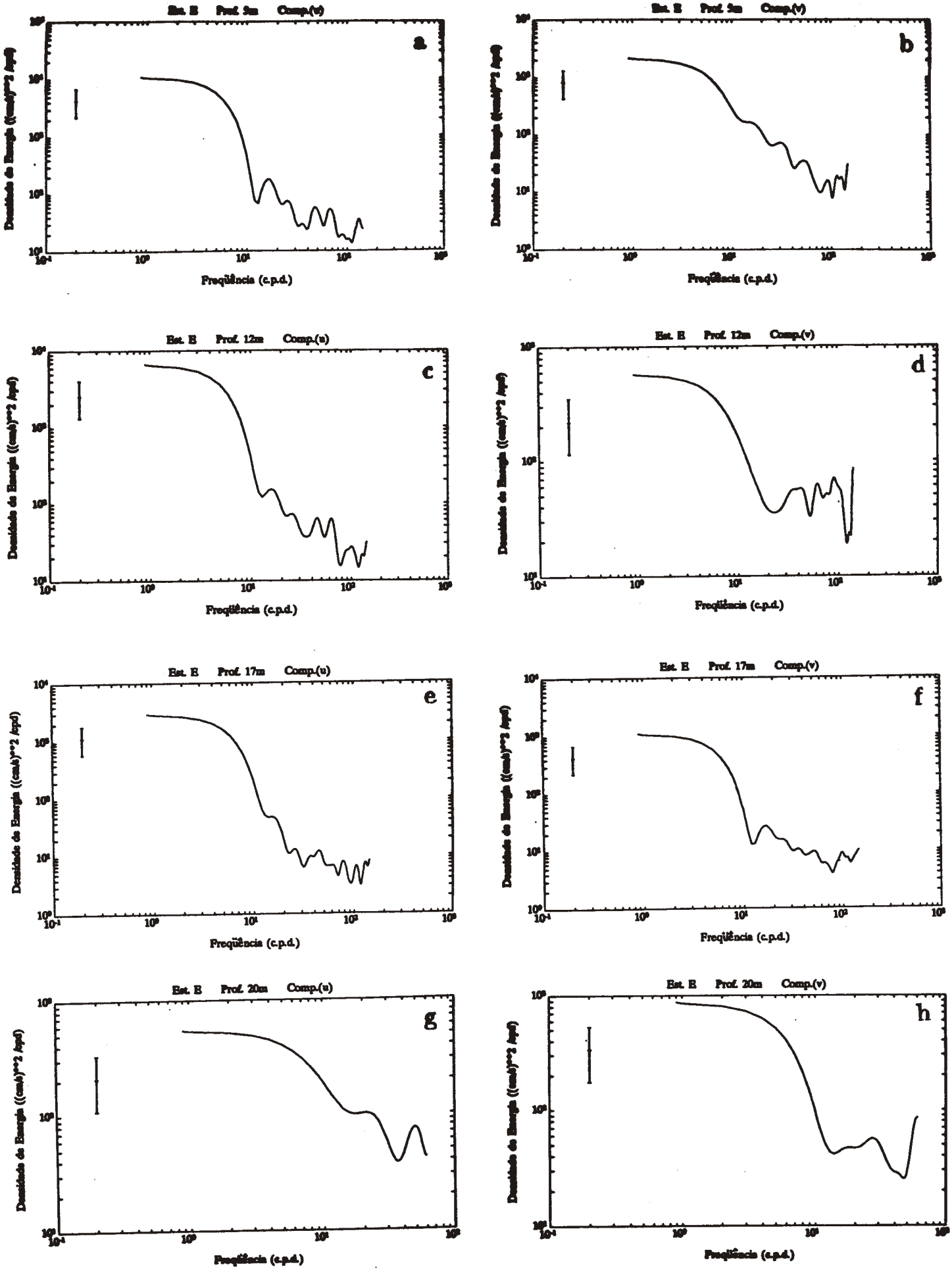


Fig. 68: Estimativas alisadas dos espectros de potencia, para série de corrente na Estação **E**. A barra vertical, no canto superior esquerdo, indica o intervalo de confiança de 80%. Em cada gráfico estão indicados, na parte superior: a estação oceanográfica, a profundidade de amostragem e a componente do vetor velocidade.

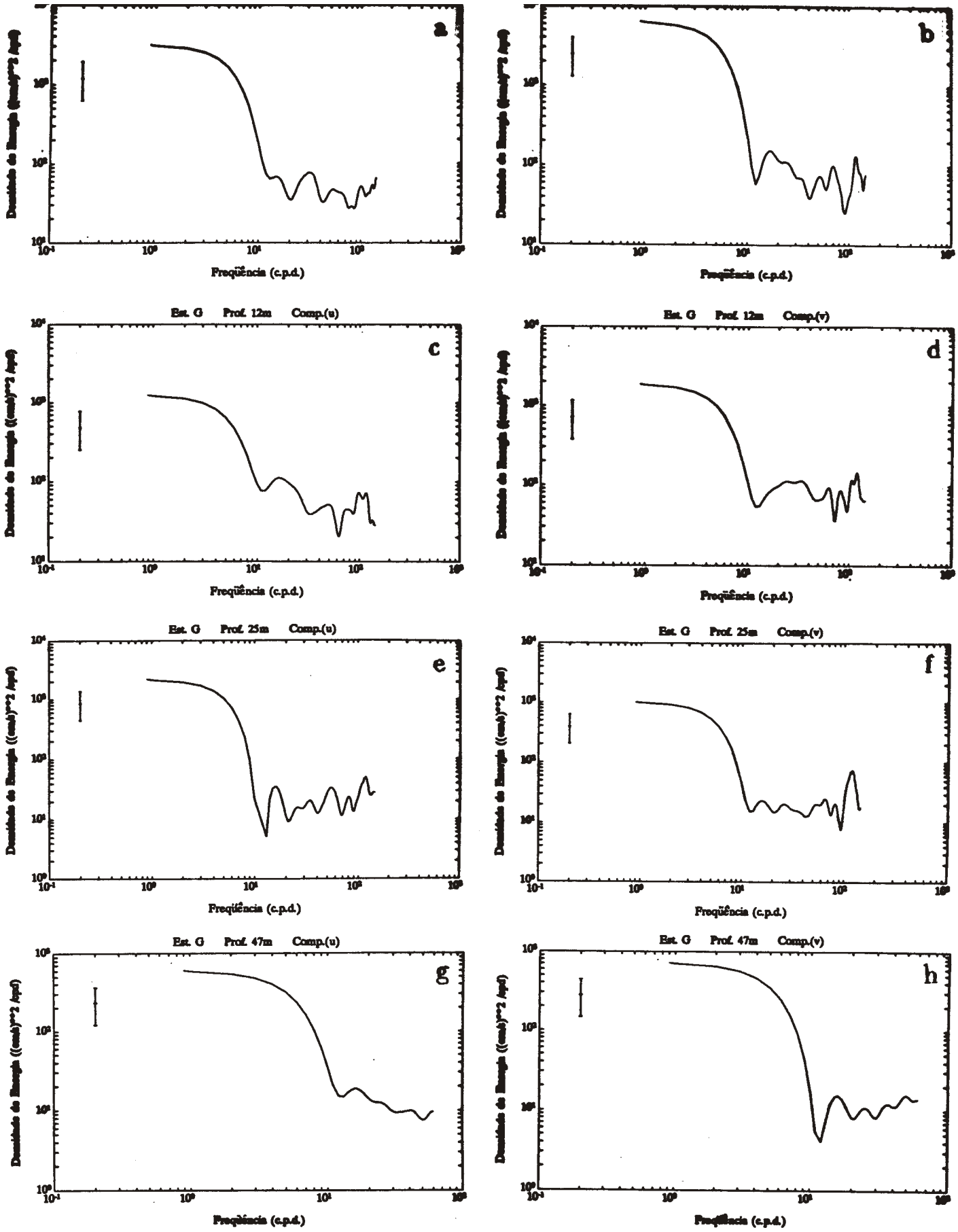


Fig. 69: Estimativas alisadas dos espectros de potência, para série de corrente na Estação G. A barra vertical, no canto superior esquerdo, indica o intervalo de confiança de 80%. Em cada gráfico estão indicados, na parte superior: a estação oceanográfica, a profundidade de amostragem e a componente do vetor velocidade.

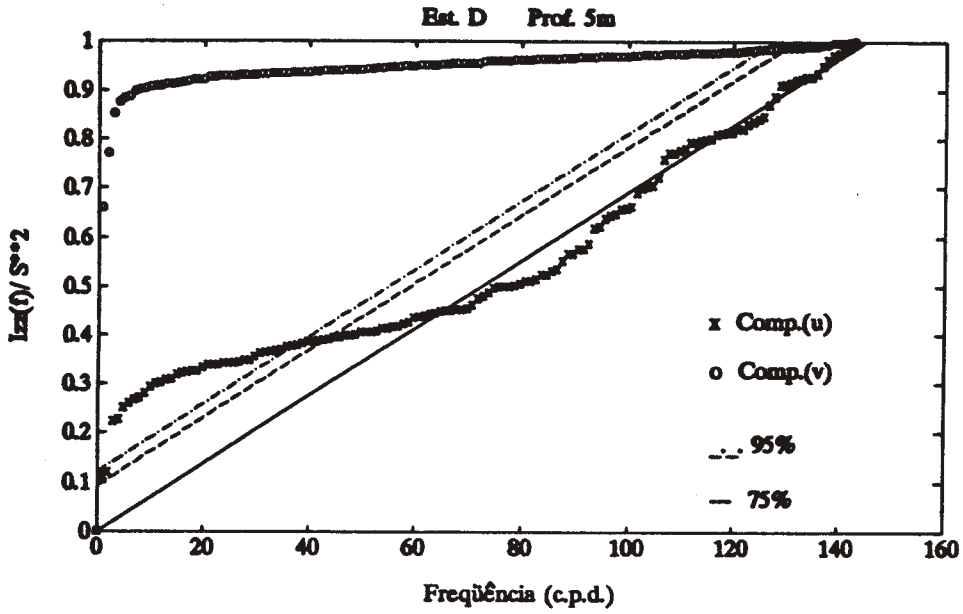


Fig. 70: Espectro integrado das componentes u e v da série temporal da corrente na Estação D, profundidade de 5 metros, com o respectivo resultado da aplicação do Teste do Ruído Branco.

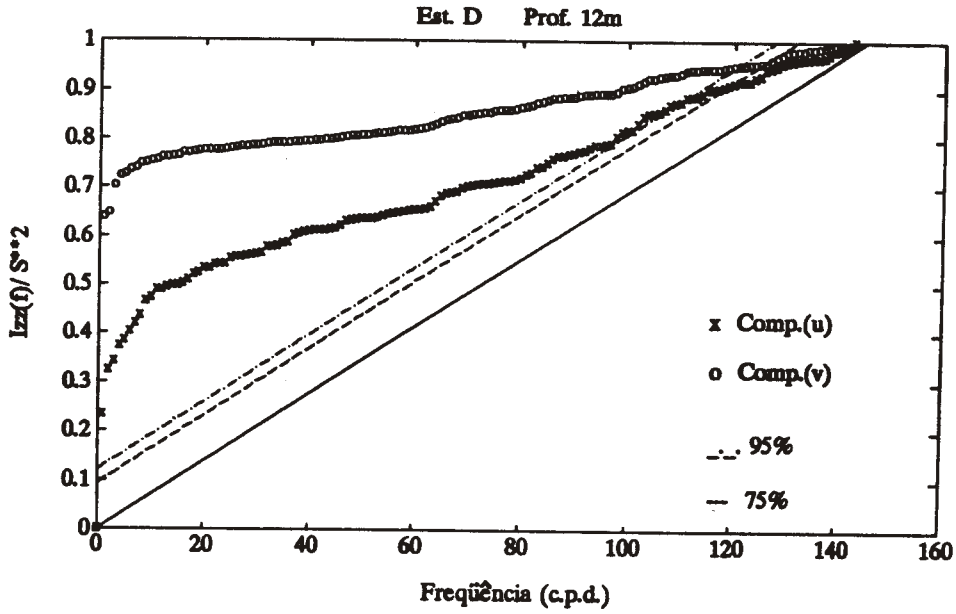


Fig. 71: Espectro integrado das componentes u e v da série temporal da corrente na Estação D, profundidade de 12 metros, com o respectivo resultado da aplicação do Teste do Ruído Branco.

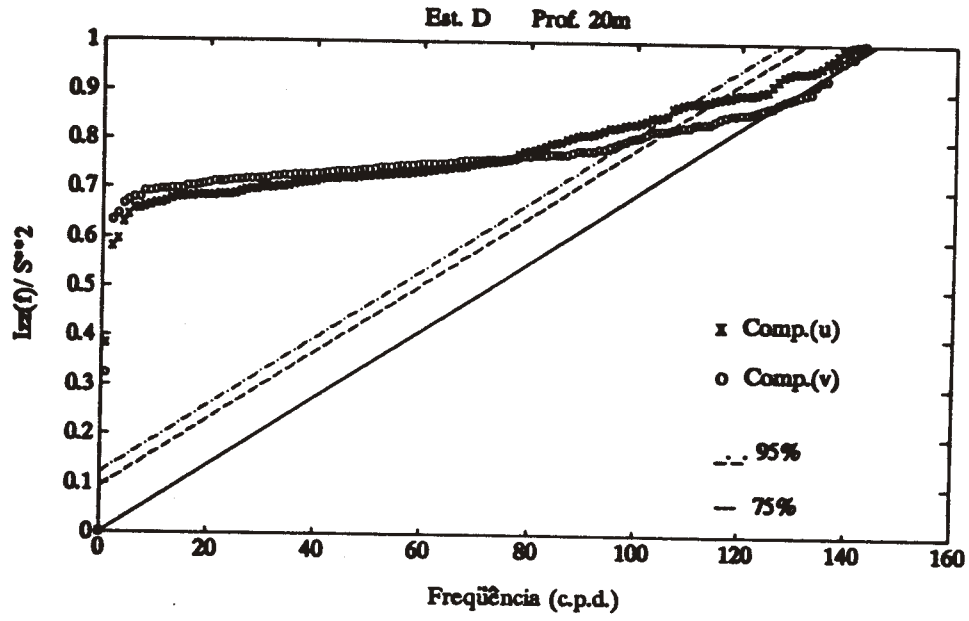


Fig. 72: Espectro integrado das componentes u e v da série temporal da corrente na Estação D, profundidade de 20 metros, com o respectivo resultado da aplicação do Teste do Ruído Branco.

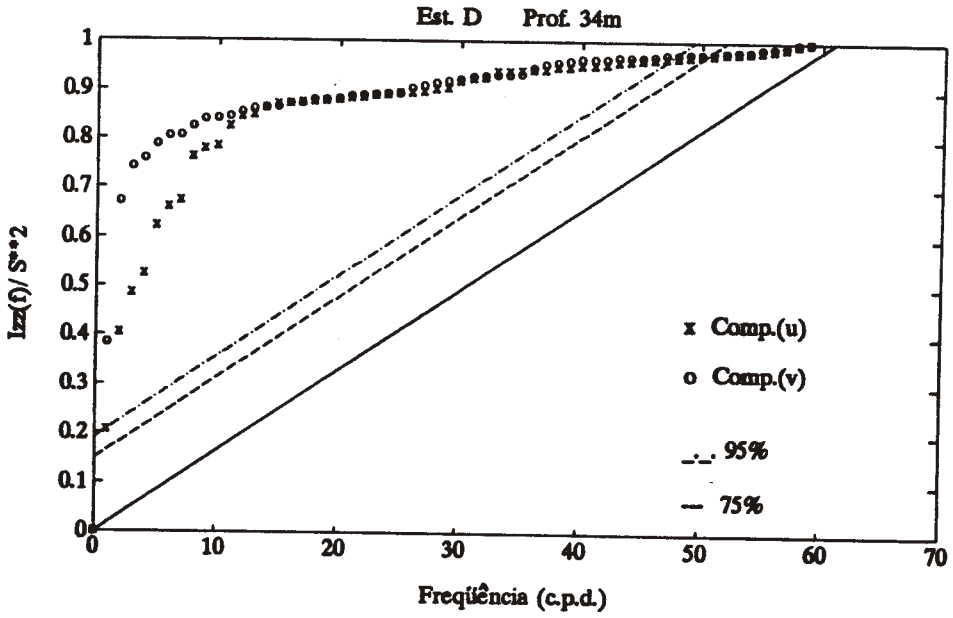


Fig. 73: Espectro integrado das componentes u e v da série temporal da corrente na Estação D, profundidade de 34 metros, com o respectivo resultado da aplicação do Teste do Ruído Branco.

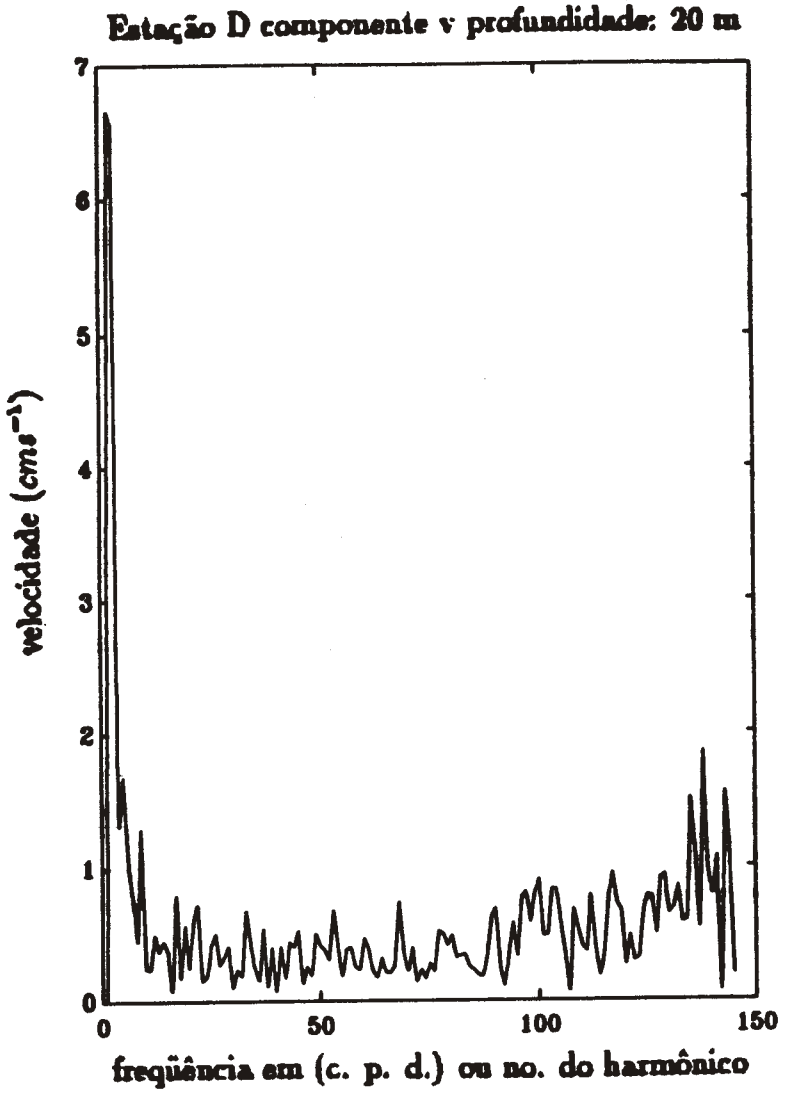


Fig. 74: Periodograma calculado para a série temporal da componente v da corrente na profundidade de 20 metros na Estação D.

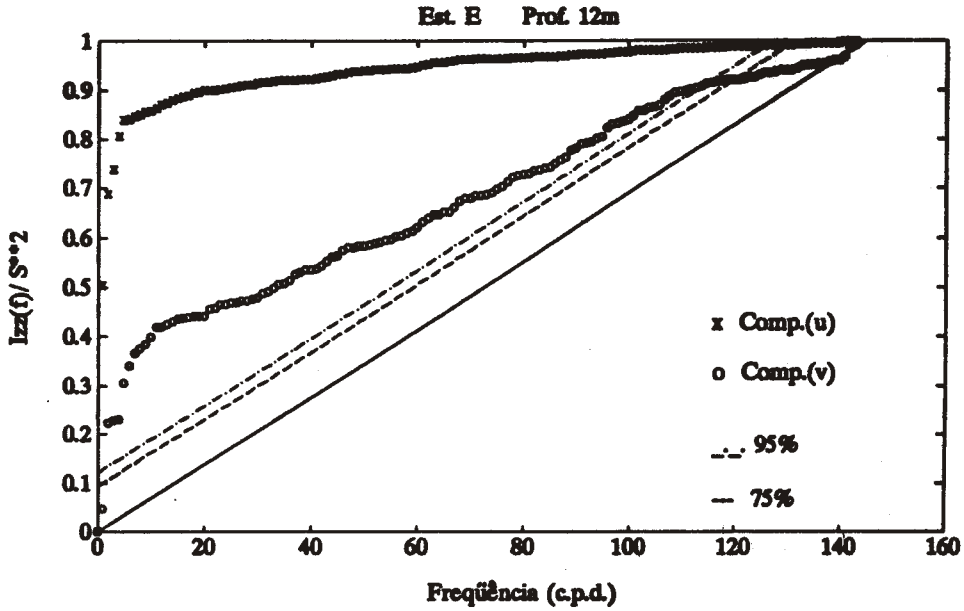


Fig. 75: Espectro integrado das componentes u e v da série temporal da corrente na Estação E, profundidade de 12 metros, com o respectivo resultado da aplicação do Teste do Ruído Branco.

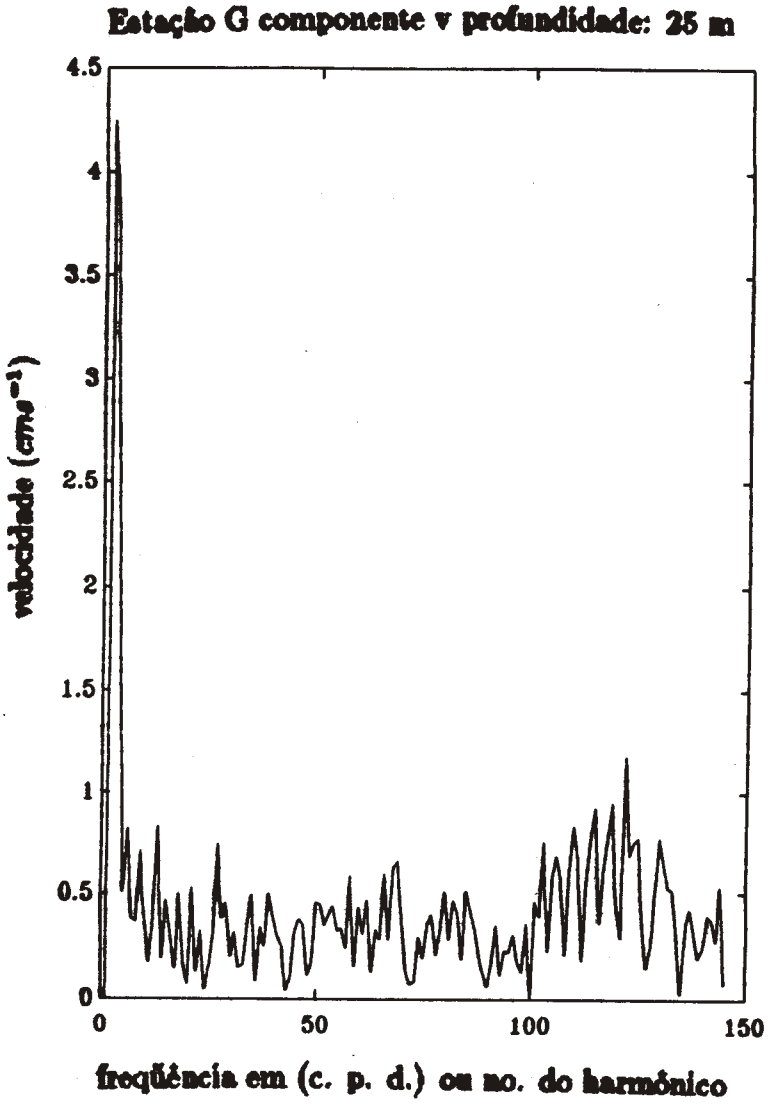


Fig. 76: Periodograma calculado para a série temporal da componente v da corrente na profundidade de 25 metros, Estação G .

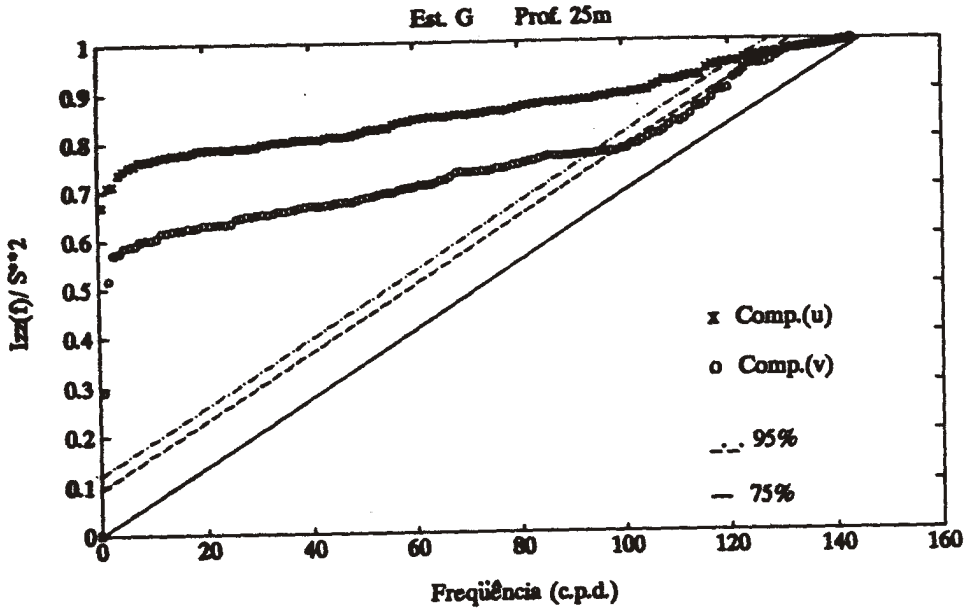


Fig. 77: Espectro integrado das componentes u e v da série temporal da corrente na Estação G, profundidade de 25 metros, com o respectivo resultado da aplicação do Teste do Ruído Branco.

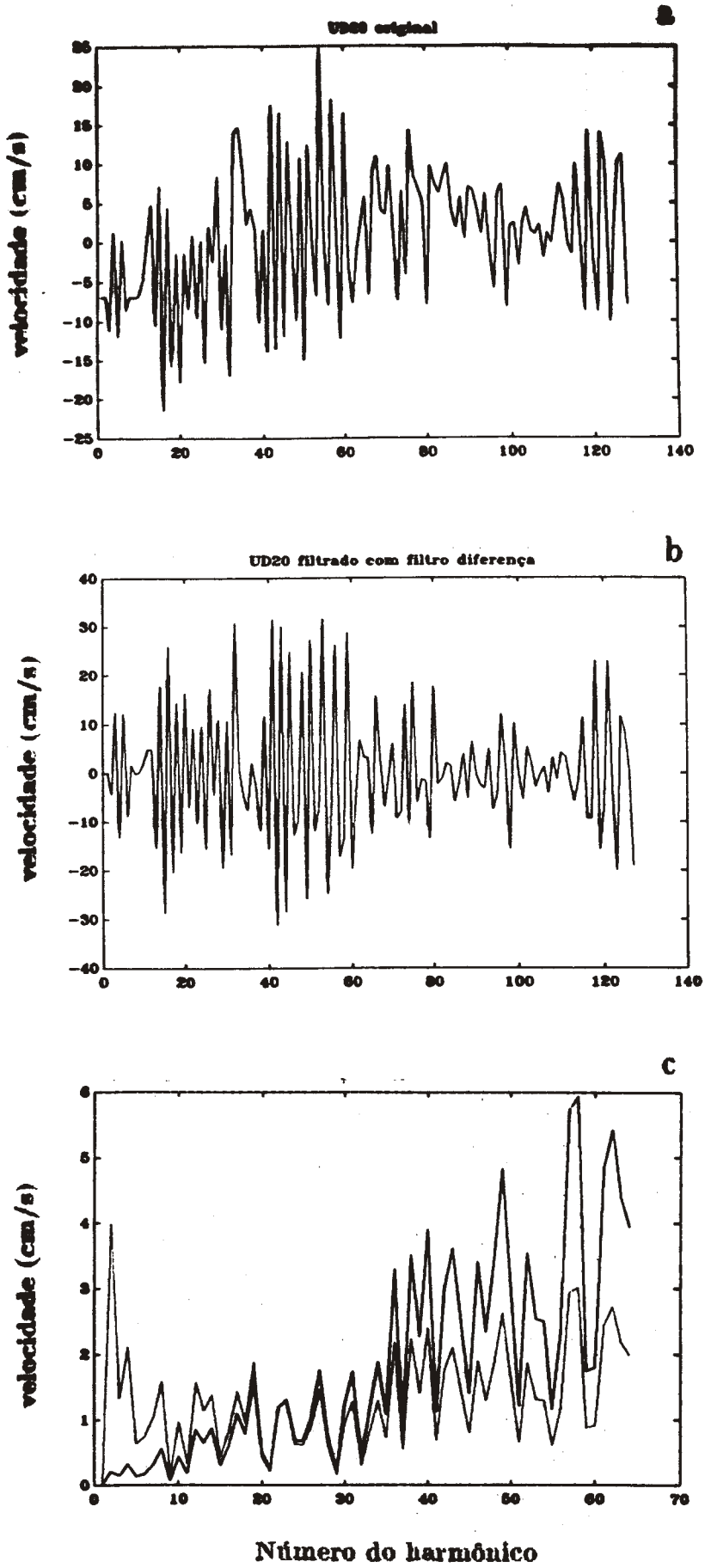


Fig. 78: (a) Série da componente u do vetor velocidade na Est. D, prof. 20m, trecho entre 13:30 e 1:30 h.
(b) Série filtrada pelo filtro diferença, com a baixa freqüência eliminada.
(c) Periodogramas das séries: filtrada (linha cheia) e original (linha tracejada).

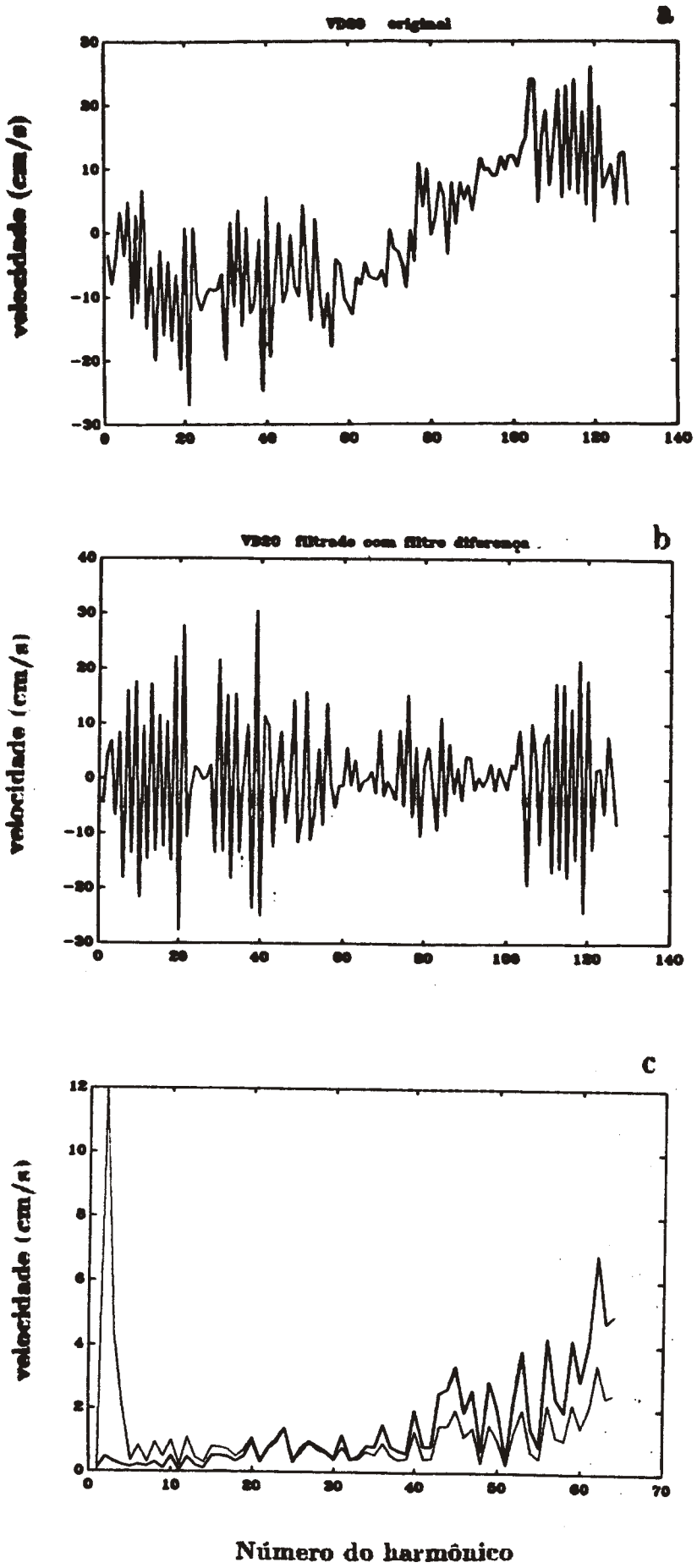


Fig. 79: (a) Série da componente v do vetor velocidade na Est. D, prof. 20m, trecho entre 13:30 e 1:30 h.
(b) Série filtrada pelo filtro diferença, com a baixa freqüência eliminada.
(c) Periodogramas das séries: filtrada (linha cheia) e original (linha tracejada).

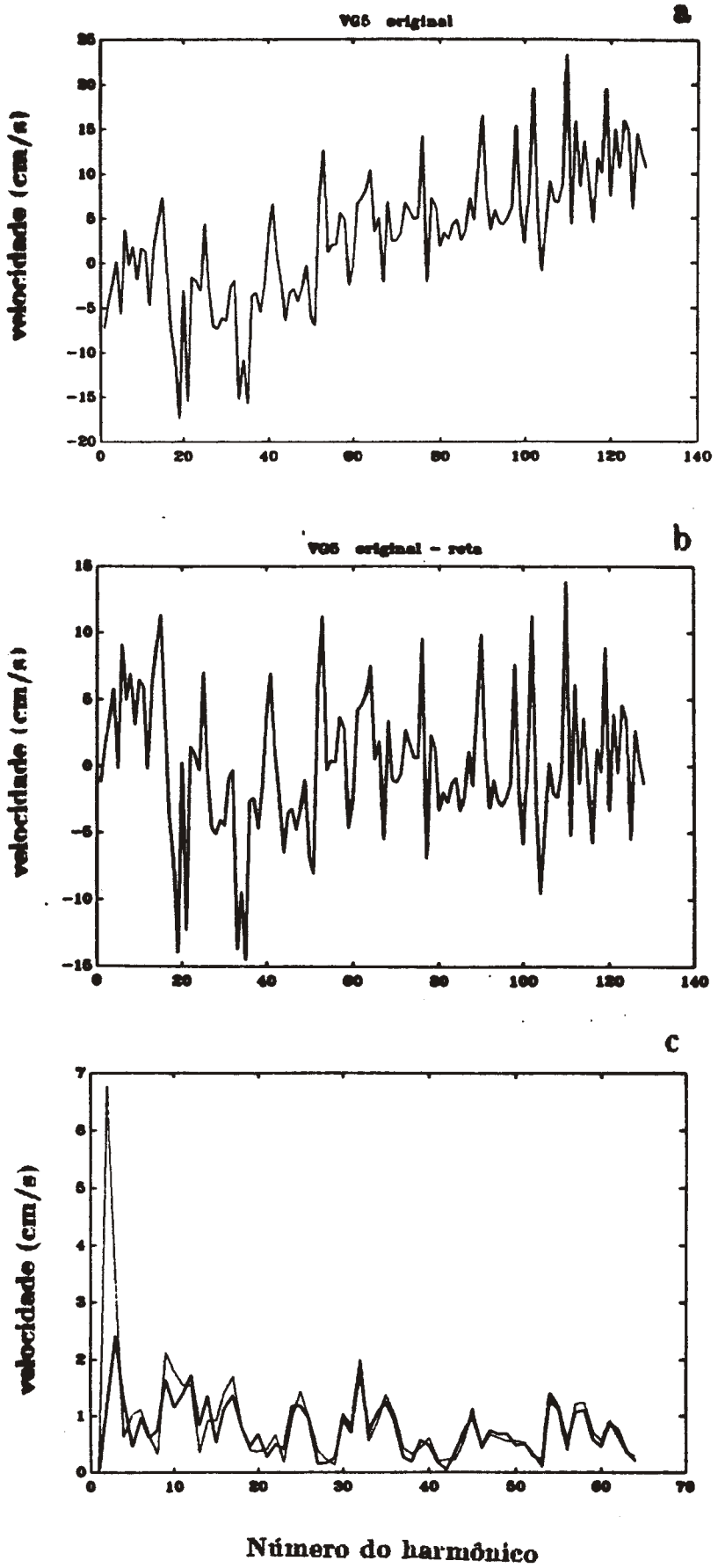


Fig. 80: (a) Série da componente v do vetor velocidade na Est. G, prof. 5m, trecho entre 3:30 e 11:30 h.
(b) Série sem tendência.
(c) Periodogramas das séries: sem tendência (linha cheia) e original (linha tracejada).

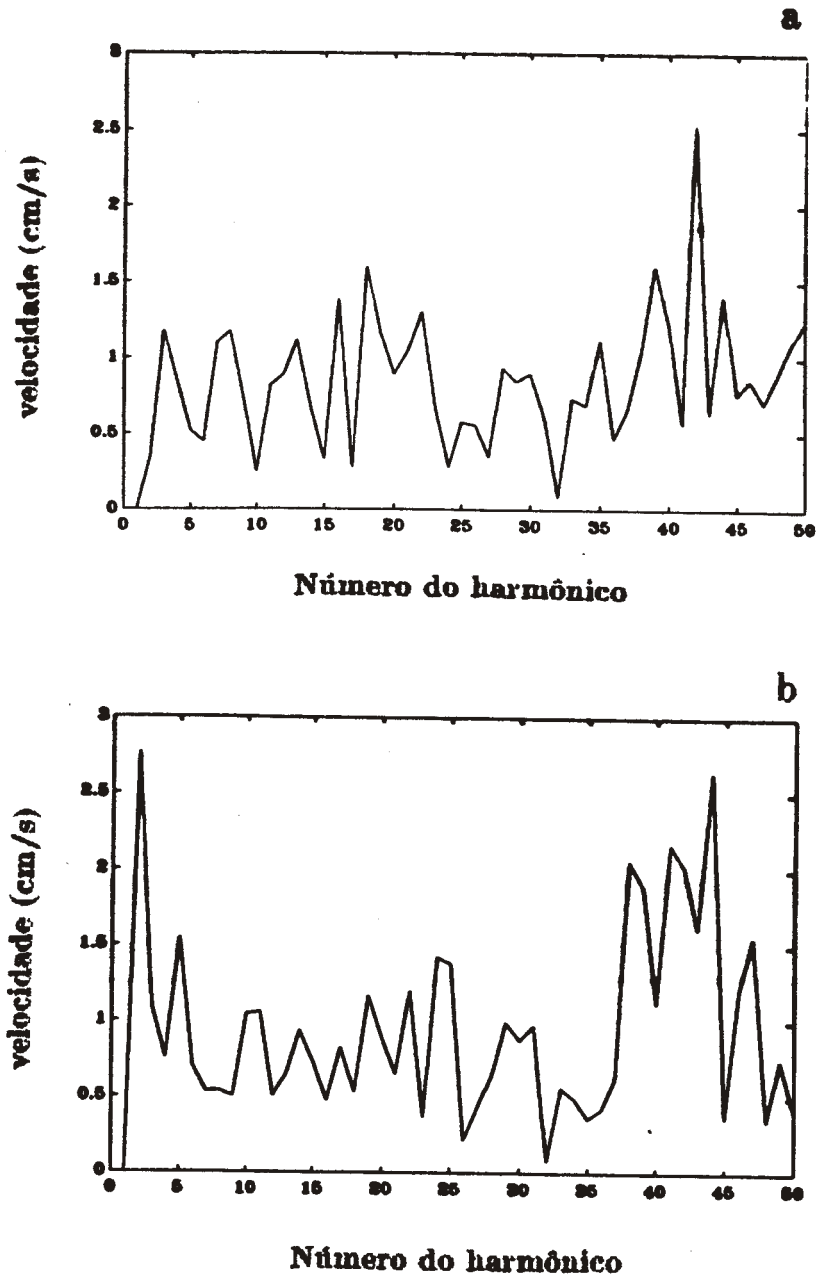


Fig. 81: Periodogramas das componentes do vetor velocidade na Est. G, prof. 25m, trecho entre 11:30 e 19:30 h.
(a) Componente u
(b) Componente v

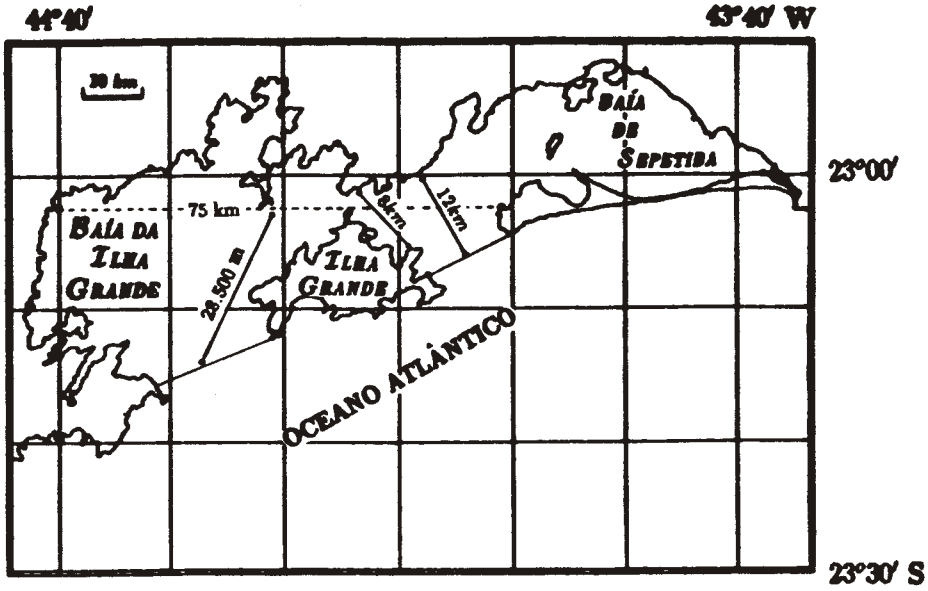


Fig. 82: Valores dos comprimento dos corpos de água, medidos ao longo das direções predominantes dos movimentos observados. (Carta Náutica nº 1607, DHN, 7 de Out. de 1985).

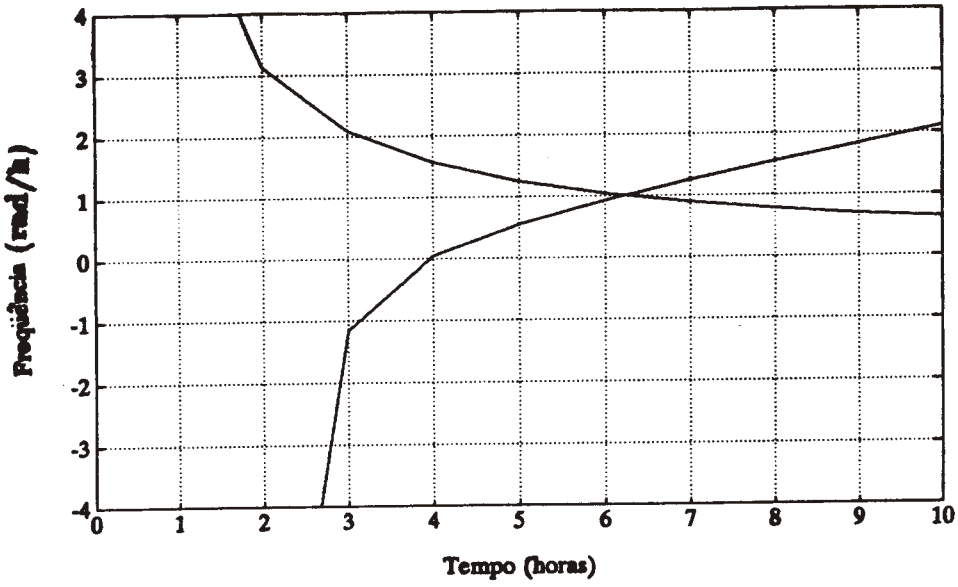


Fig. 83: Solução gráfica para a equação da Teoria de Neumann.

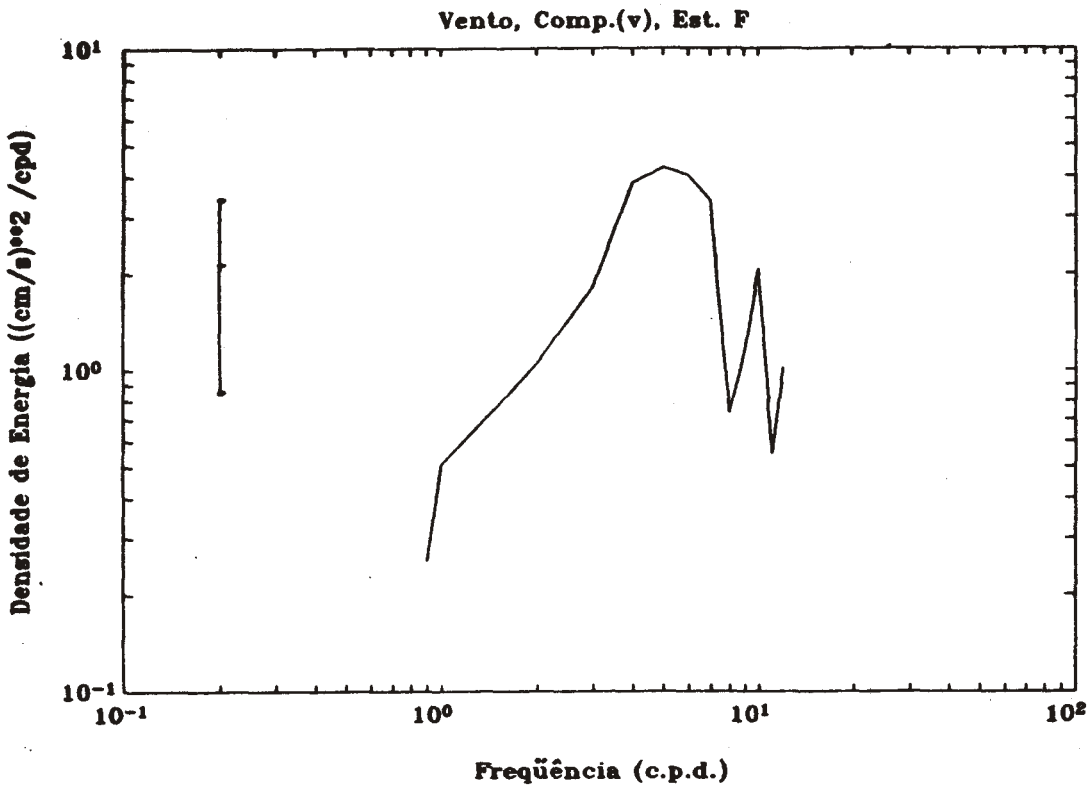


Fig. 84: Estimativa alisada do espectro de potência, obtida para a componente (norte-sul) da série de vento, Est. F, filtrada a baixa freqüência com filtro diferença e alisada pela janela de Tukey com ponto de truncamento $M = 4$, $N = 24$. A barra vertical, no canto superior esquerdo, indica o intervalo de confiança de 80%.

PROGRAMAS

A seguir são apresentados os nomes dos principais programas utlizados neste trabalho, acompanhados de suas respectivas funções. Estes programas foram desenvolvidos a partir de sub-rotinas do "software" *PC-MATLAB (Math Works, Inc.)*. Eles encontram-se a disposição dos interessados, através de contato com o autor.

- DVP: plota o diagrama vetorial progressivo.
- STCPLOT: plota o diagrama tipo "stick-plot".
- ROSA: plota o diagrama rosa das correntes.
- FACOV: calcula a função de autocovariância amostral.
- AUTOSPC: calcula a estimativa alisada do espectro amostral.
- FDTEMPO: filtro passa alta aplicado no domínio do tempo.
- FDIFE: filtro passa alta aplicado no domínio da freqüência.
- COSPCTRO: calcula a estimativa alisada do co-espectro.
- QUADSPC: calcula a estimativa alisada do espectro de quadratura.
- INTERLOG: calcula o intervalo de confiança para as estimativas espectrais.
- RUIDOBRA: aplica o Teste do Ruído Branco.
- TFISHER: aplica o teste de Fisher com a extensão de Whittle.
- SPCROT: calcula o espectro rotatório.