

CURSO DE CIÊNCIAS E TÉCNICAS NUCLEARES
INSTITUTO DE PESQUISAS RADIOATIVAS
U.F.M.G. - C.N.E.N

TRAÇADORES RADIOATIVOS NO CONTROLE
DE POLUIÇÃO COSTEIRA.

POR

ALUISIO MARRI

ORIENTADOR: PEDRO EDMUNDO AUN

TESE APRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA A OBTENÇÃO
DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS E TÉCNICAS NUCLEARES:

1973.

AGRADECIMENTOS.

O autor agradece sensibilizado à direção da Divisão de Radioisótopos nas pessoas dos Engs. ANGELO ALBERTO MAESTRINI e PEDRO EDMUNDO AUN, pelo apoio fornecido e empenho em conseguir toda a assistência necessária à elaboração deste trabalho.

O autor agradece a todo o pessoal da Divisão de Radioisótopos, e, em especial, ao Grupo de Hidrologia e aos técnicos da Oficina Mecânica pela colaboração nas experiências de campo e incentivo durante a elaboração deste trabalho.

Merece agradecimento especial a assistência técnica prestada pelos Doutores ANDERS JACOB ODGAARD e JENS A. HANSEN, da Universidade Técnica de Copenhagen, sem cuja orientação não seria possível o desenvolvimento deste trabalho.

É grande a gratidão do autor a JOSÉ JOAQUIM LIMA DE CAMPOS que trabalhou na análise dos trabalhos de campo e confecção de desenhos, bem como a LUIZ RAPHAEL AUN, pelo empenho na elaboração final das figuras apresentadas.

O autor é grato a LÉDA MARIA JÚLIA DE CARVALHO GLÓRIA, pela dedicação e capricho com que datilografou este trabalho.

O autor agradece ao Instituto de Pesquisas Marinha na pessoa de seu diretor AMTE. PAULO C. MOREIRA DA SILVA pelas facilidades propiciadas para a realização dos trabalhos de campo em Itaorna.

ÍNDICE

CAPÍTULOS		PÁGINAS
1.	DEFINIÇÃO DO PROBLEMA	1
	1.1 Introdução	1
	1.2 Consequências da Poluição	3
	1.3 O lançamento de Rejeitos no Mar	7
	1.4 Objetivo do Trabalho	14
2	INFLUÊNCIA DE FENÔMENOS FÍSICOS	18
	2.1 Considerações Gerais	18
	2.2 Correntes	22
	2.2.1 Correntes de Deriva	23
	2.2.2 Correntes Induzidas pelas Ondas	24
	2.2.3 Correntes de Maré	27
	2.2.4 Correntes de Gradiente	28
	2.2.5 Espalhamento Gravitacional. Correntes de Densidade	29
	2.3 Ondas	31
	2.4 Influência do Vento	34
	2.5 Estratificação de Densidade	37
	2.6 Efeito de Cisalhamento	40
3	MODELOS DE DISPERSÃO	41
	3.1 Introdução	41
	3.2 Modelos de Dispersão de uma Única Partícula	46
	3.3 Modelos de Dispersão Relativa	50
	3.4 Dispersão Absoluta	58
	3.5 Modelos para Fluxo Contínuo	59
	3.6 Equações Diferencial da Difusão	65
	3.7 Parâmetros da Difusão	67
	3.8 Decaimento Bacteriológico.	79

CAPÍTULOS

PÁGINAS

4	0 EMPREGO DE TRAÇADORES	81
	4.1 Considerações Gerais	81
	4.2 Metodologia	89
	4.2.1 O Material Radioativo	89
	4.2.2 Rastreamento Detecção	90
	4.2.3 Análise dos Dados	97
5	INTERPRETAÇÃO DOS DADOS	105
	5.1 Descrição Hidrográfica das Áreas Estudadas	105
	5.1.1 Barra da Tijuca	105
	5.1.2 Angra dos Reis. Praia de Itaorna	107
	5.2 Tratamento dos Dados	110
	5.2.1 A Escala do Fenômeno de Dispersão	110
	5.2.2 Análise Comparativa de Duas Injeções	112
6	DILUIÇÕES ESTIMADAS	118
	6.1 Estimativas Utilizando Modelos Bidimensionais	118
	6.2 Estimativas Utilizando Modelos em Três Dimensões	125
7	CONCLUSÕES	128
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	131
	APÊNDICE 1 - Cálculo dos Fatores de Diluição	
	APÊNDICE 2 - Cálculo da Recuperação	
	APÊNDICE 3 - Figuras do Trabalho da Barra da Tijuca.	

- APÊNDICE 4 - Tabela dos Dados Utilizados nos Cálculos
APÊNDICE 5 - Figuras do Trabalho de Itaorna
APÊNDICE 6 - Gráficos da Variância
APÊNDICE 7 - Cálculo dos Perfis de Densidade.

1. DEFINIÇÃO DO PROBLEMA.

1.1 INTRODUÇÃO.

O lançamento, no oceano, das águas usadas nas atividades humanas é conflitivo. Se por um lado o homem utiliza o ambiente marinho como fonte de alimentos e para as atividades recreacionais, por outro lado o oceano é o último recipiente dos rejeitos humanos resultando, na maioria das vezes, efeitos deletérios para a flora e fauna marinhas.

O homem primitivo não causou distúrbios apreciáveis no ambiente marinho. Naturalmente os rejeitos produzidos devem ter sido lançados nos oceanos, mas em quantidades insuficientes para afetar a qualidade das águas costeiras. Entretanto, com o aumento da população, acompanhado do aumento das atividades na indústria e agricultura, tem crescido constantemente o volume de rejeitos lançados direta ou indiretamente no oceano.

As primeiras constatações semi científicas dos efeitos negativos da poluição do ambiente marinho surgiram ainda na antiguidade, mas apenas neste século a poluição dos oceanos se tornou um problema mundial.

A exploração dos recursos minerais dos oceanos ainda está em fase inicial, mas, conhecendo-se a quantidade de minerais dissolvidos, podemos considerar os oceanos co

mo uma fonte ilimitada de recursos minerais. Da mesma forma, estimativas afirmam que uma exploração inteligente dos seus recursos biológicos, permitirá aumentar muito a pesca sem que haja perigo da falta de reposição do pescado pela reprodução normal.

Ao contrário desta visão otimista da exploração dos recursos do mar pelo homem, o papel dos oceanos como receptores dos nossos rejeitos é menos otimista, desde que o lançamento de rejeitos pode afetar adversamente os recursos vivos dos oceanos.

São muito pessimistas extrapolações baseadas nas taxas de descarga de alguns poluentes durante as últimas décadas. Paralelamente, entretanto, a opinião pública tem-se manifestado contra a contínua deterioração da natureza, enquanto as autoridades, mesmo em países menos desenvolvidos, se preocupam em adotar medidas de proteção ao meio ambiente.

1.2 CONSEQUÊNCIAS DA POLUIÇÃO.

As consequências do lançamento de efluentes domésticos ou industriais em águas costeiras podem ser examinadas sob vários aspectos.

Do ponto de vista puramente estético é desejável que a população utilize para recreação águas limpas e de bom aspecto. No caso do Brasil onde, devido ao clima, a frequência às praias é grande, constituindo inclusive um grande potencial turístico, a ocorrência de material flutuante é um fator negativo, desencorajando a frequência às mesmas.

Do ponto de vista da saúde da população é essencial que as águas e praias utilizadas para recreação sejam completamente livres de contaminantes macroscópicos ou biológicos.

Os efluentes de centros urbanos localizados na região costeira, depois de coletados, são lançados no oceano. Estes efluentes contêm um grande número de microrganismos patogênicos que habitam o corpo humano e são expelidos nas fezes.

Uma fonte de infecções muito importante, relacionada à poluição de costas, é o alimento proveniente do mar, particularmente os ingeridos crus, como é hábito em várias partes do mundo.

Segundo estatísticas realizadas na França e Inglaterra, a utilização, por banhistas, de águas costeiras po

luidas por águas residuais urbanas, praticamente não a apresenta perigo. O risco existente é o contato eventual do banhista com matéria fecal contaminada e não desagregada - GARANCHER (1971).

Os que questionam a possibilidade de se contrair infecções através do contato com águas poluídas ou pela ingestão de alimentos provenientes destas águas, argumentam que o número de microrganismos existentes em um mar poluído é relativamente reduzido, sendo necessária a ingestão de uma grande quantidade de água poluída para se ingerir uma dose efetiva.

Entretanto, se uma grama de fezes de um portador de tipo contendo 10 bilhões de microrganismos é diluída na proporção de 1:100 milhões, 1 ml de água ainda conterá microrganismos suficientes para infectar o homem - CVJETANOVIC (1971).

Se se considerar que os moluscos, as ostras por exemplo, filtram uma grande quantidade de água, e que, a pós a permanência em águas, mesmo levemente poluídas, podem conter uma quantidade de bactérias razoável, o perigo de transmissão de uma infecção através da contaminação de tais alimentos se torna real.

A vida nos oceanos pode ser considerado como uma cadeia de alimentação com seu elos individuais num certo equilíbrio, o Ecosistema.

As conseqüências, sobre o equilíbrio, da descarga de efluentes no oceano serão analisadas ligeiramente, pois constituem um vasto campo de estudos envolvendo a biologia, microbiologia, toxicologia, etc, e portanto, fora do contexto deste trabalho.

Os fatos fundamentais do Ecosistema são a transformação de energia (fotossíntese, etc) e a circulação de elementos básicos, que podem ser perturbados pela descarga de efluentes em qualquer corpo de água. São a partir da compreensão destes mecanismos fundamentais que se pode planejar racionalmente o pré-tratamento do efluente em função das características do corpo de água receptor.

Do carbono ingerido pelo homem como alimento, 90-95% é convertido em bióxido de carbono, enquanto de 5 a 10% não pode ser digerido e é excretado, constituindo uma fonte de energia e de carbono para as bactérias - HARREMOES (1971). Dependendo da quantidade de bactérias presentes, estas podem, através do seu processo respiratório, esgotar as reservas de oxigênio da água. Para proteger as reservas de oxigênio a decomposição da matéria orgânica excretada deve ser concentrada em estações biológicas de tratamento. Entretanto, este processo libera nutrientes (predominantemente nitrogênio e fósforo) podendo causar a produção de matéria orgânica (algas) através da fotossíntese. Se esta produção é baixa dando aos predadores a oportunidade de manter o equilíbrio, o resultado final será a produção de peixe que, pela nutrição do homem, fechará a cadeia de alimentação. Porém, se os predadores não conseguem manter o equilíbrio, o resultado final será a produção excessiva de algas cuja decomposição é uma nova

ameaça às reservas de oxigênio da água. Isto é praticamente inconcebível nos oceanos e grandes mares como um todo, porque a descarga de matéria orgânica dificilmente será maior do que a capacidade de absorção da cadeia de alimentação existente.

A ausência de balanço na circulação de oxigênio é a causa mais importante de poluição da água. O excesso de respiração causada pela descarga de matéria orgânica remove o oxigênio mais rapidamente do que este pode ser absorvido da atmosfera, impedindo a existência de vida respiratória, e assim, dos animais que beneficiam o homem.

ameaça às reservas de oxigênio da água. Isto é praticamente inconcebível nos oceanos e grandes mares como um todo, porque a descarga de matéria orgânica dificilmente será maior do que a capacidade de absorção da cadeia de alimentação existente.

A ausência de balanço na circulação de oxigênio é a causa mais importante de poluição da água. O excesso de respiração causada pela descarga de matéria orgânica remove o oxigênio mais rapidamente do que este pode ser absorvido da atmosfera, impedindo a existência de vida respiratória, e assim, dos animais que beneficiam o homem.

1.3 O LANÇAMENTO DE REJEITOS NO MAR.

A presença de microrganismos, como vírus e bactérias, é frequentemente utilizada como indicador do grau de poluição de determinada área. Devido à ação bactericida da água do mar, estes microrganismos são inativados durante sua permanência no ambiente marinho. A taxa de inativação varia de área para área de maneira ainda não totalmente conhecida.

Segundo pesquisas realizadas no "Centre de Recherches de Biologie et d'Océanographie Médicale de Nice (Cerbom)", na "zona de estuário" (bem próxima ao ponto de injeção) os micro predadores tem uma atuação essencial. Na "zona bêntica", onde sedimenta a matéria em suspensão (> 20 micra), as bactérias existentes, que se fixam em grande número na interface água-leito sedimentar, se alimentam da matéria orgânica depositada, destruindo as bactérias. Além disto as algas do fundo secretam fenóis, de ação antisséptica. Na "zona pelágica", onde o esgoto se espalhará e diluirá levado pelas correntes superficiais, os fenômenos bacteriológicos são menos conhecidos, porém, sabe-se que os fitoplanktons liberam substâncias bactericidas que destroem grande parte das bactérias- GARANCHER (1971).

O efeito bactericida da água do mar acrescido dos fenômenos físicos que determinam a diluição e dispersão dos esgotos constituem um único processo: a autopurificação do mar.

A capacidade do oceano de assimilar os esgotos torna o lançamento dos rejeitos no mar uma solução atraente, principalmente para os grandes centros urbanos do litoral.

Em várias partes do mundo os esgotos industriais e domésticos são lançados no mar através de emissários submarinos.

Os esgotos industriais podem diferir muito dos esgotos domésticos. O lançamento em águas costeiras de efluentes industriais deve ser feito separadamente, desde que podem ser danosos ao ambiente marinho. Seu lançamento deve ser realizado só depois da constatação de que não oferecem perigo para a fauna e flora da área recipiente.

Os esgotos domésticos não introduzem substâncias estranhas ao ambiente marinho, podendo ser lançados no mar, sem efeitos danosos, desde que sejam assegurados transporte e dispersão satisfatórios.

O grau de tratamento necessário antes do lançamento final não será abordado neste trabalho, devendo ser notado, entretanto, que a remoção de material flutuante é indispensável. Da mesma forma, entendemos não caber no contexto deste trabalho os estudos sobre o sistema coletor de esgotos, sistema de recalque bem como sobre o sistema emissário-difusor submarino.

Independente do efeito ou do dano que possa causar do ponto de vista ecológico, higiênico ou estético, a distribuição puramente física dos efluentes na área recipiente é um fator de importância primordial.

O efeito resultante do lançamento oceânico dos esgotos é uma função complexa de duas variáveis, a concentração e o tempo, onde o efeito integrado da exposição dos efluentes à ação purificadora do mar é crítica. Devido ao decaimento e à alteração que o efluente sofre em contato com a água do mar, sua concentração num ponto onde se quer avaliar o grau de poluição, dependerá da dispersão, diluição e do tempo decorrido após a descarga.

Para a escolha do ponto de lançamento várias áreas alternativas devem ser estudadas em relação à sua capacidade de dispersar o efluente.

Quanto ao comprimento do emissário podemos ter um longo tubo lançando efluentes não tratados ou um tubo mais curto lançando efluentes com alto grau de purificação. O custo total do sistema de lançamento será minimizado alcançando-se o compromisso ótimo entre o grau de purificação do efluente e o comprimento do tubo.

O mecanismo de dispersão que atua após a descarga dos efluentes através de um emissário submarino pode ser dividido em dois estágios: a mistura inicial do efluen

te nas proximidades dos difusores (parte final do emissário com orifícios que permitem o estabelecimento de jatos hidráulicos), e o transporte e dispersão subsequentes.

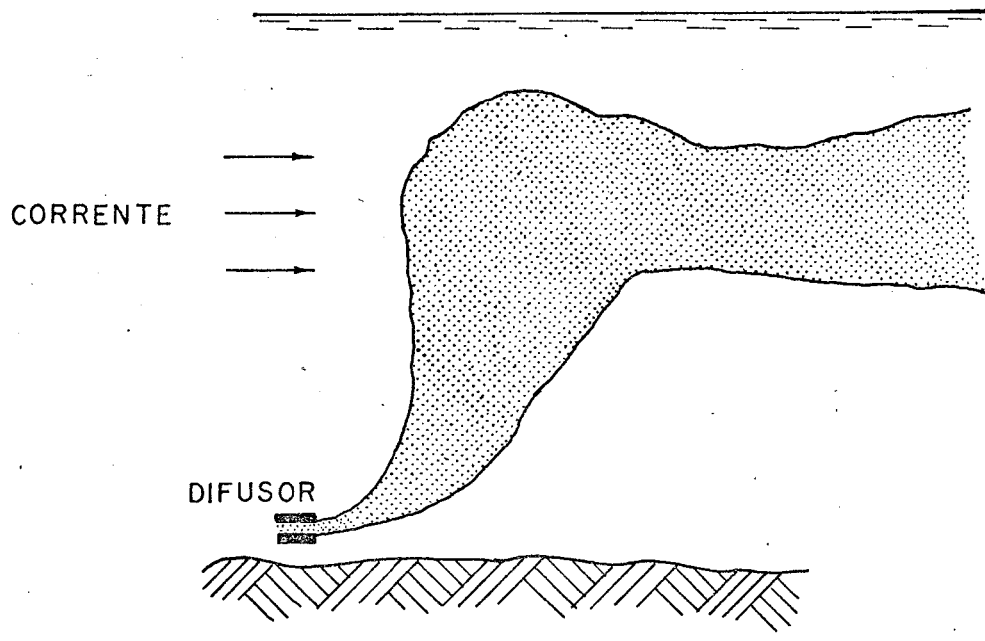
Quando o efluente é lançado no mar através de um emissário submarino, ele é submetido a uma força de empuxo proporcional à diferença entre a sua densidade e a densidade da água do mar. A medida que o jato se eleva em direção à superfície, tanto o momentum quanto o empuxo por unidade de volume da mistura efluente-água do mar decrescem, enquanto as energias cinéticas e potencial são dissipadas no processo de mistura turbulenta. Durante a ascensão do efluente este se diluirá, tendendo a alcançar uma posição de equilíbrio, formando um "campo de esgotos."

Se a mistura efluente-água do mar atinge uma densidade igual à da água do mar, num determinado nível, o campo de esgotos permanecerá submerso. Se a densidade da água do mar, durante a ascensão da mistura, for sempre maior, o campo de esgotos será formado na superfície.

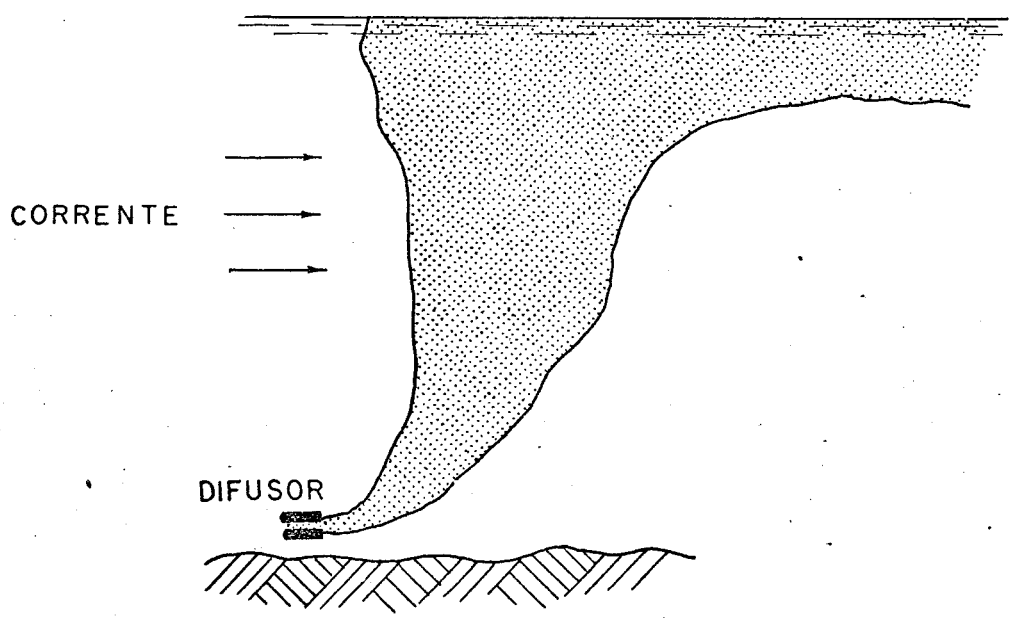
Fig. 1.

O estabelecimento do campo de esgotos depende das condições oceanográficas e hidrográficas da área de lançamento, da estrutura vertical (distribuição vertical de densidade) e da taxa de diluição inicial.

A mistura inicial dos esgotos é, basicamente, um problema de jato difusão que é um fenômeno de turbulên



CAMPO DE ESGOTOS SUBMERSO



CAMPO DE ESGOTOS SUPERFICIAL

FIGURA 1

cia bem conhecido, Muitos estudos teóricos de laboratório e de campo tem sido feitos sobre jato difusão CEDERWALL (1968), HANSEN, J., SCHØDER, H. (1968), HANSEN (1970) não estando este assunto incluído no contexto deste trabalho.

Uma vez estabelecido o campo de esgotos o espalhamento e diluição subsequentes são devidos a turbulência natural e às correntes existentes na área recipiente.

Dois processos são, basicamente, os responsáveis pelo espalhamento do campo de esgotos: convecção (ou advecção) e dispersão. No processo convectivo, os movimentos regulares das massas de água, em larga escala (correntes permanentes por exemplo), transportam o campo de esgotos como um todo, produzindo uma mudança na concentração local. A dispersão é o efeito combinado da difusão turbulenta e da convecção relativa. No processo difusivo, os movimentos irregulares da água (turbulência), em pequena escala, juntamente com a difusão molecular, causam uma modificação local da concentração, sem um transporte líquido de água- KULLENBERG (1971b). O poder difusivo da turbulência é muito maior do que o da difusão molecular.

Não é sempre clara a divisão entre os processos convectivo e difusivo porque o movimento nos oceanos consiste mais ou menos num espectro contínuo com escalas variando do livre percurso molecular à circulação oceânica.

Em presença de turbulência o processo difusivo é comumente chamado difusão turbulenta.

Para se chegar a uma previsão quantitativa do problema da poluição, deve-se utilizar uma abordagem estatística. Uma descrição estatística da poluição só pode ser obtida através de dados que permitam uma descrição estatística das condições oceanográficas da área a ser estudada.

O emprego de traçadores no estudo das propriedades dispersivas de determinada região, facilita muito a determinação dos parâmetros necessários à compreensão das propriedades físicas da área recipiente.

Através de modelos matemáticos pode-se extrapolar os resultados, obtendo-se uma descrição completa das propriedades dispersivas da área.

Embora tenham sido produzidos muitos trabalhos teóricos e empíricos sobre este problema, o fenômeno da dispersão no mar não é totalmente compreendido.

Muitos modelos matemáticos tem sido propostos, mas para condições ideais, que estão longe de representar a situação real.

1.4 OBJETIVO DO TRABALHO.

A utilização das técnicas de traçadores nos estudos de diluição de efluentes no mar, tem trazido contribuições valiosas, tanto do ponto de vista prático, como do ponto de vista teórico, na determinação de parâmetros a serem utilizados nos modelos matemáticos.

Existem vários métodos para a abordagem dos problemas de dispersão no mar. O esquema da Fig. 2 foi feito para ilustrar quatro linhas alternativas para a abordagem do problema de previsão da poluição em termos da posição, da concentração, da frequência e do tempo.

A primeira linha, isto é, a injeção instantânea de traçador e a integração numérica dos resultados, não é interessante, desde que seria necessário um grande número de experiências para se fazer uma previsão completa.

A análise puramente teórica da dispersão (terceira linha) é deficiente porque as teorias existentes devem ser adaptadas as condições particulares da região, necessitando de informações empíricas, principalmente nas águas costeiras.

A injeção contínua de traçadores muitas vezes não é viável. Além do grande volume de traçador necessário, após algum tempo o efeito combinado do decaimento e da diluição pode anular a possibilidade de uma interpretação correta dos resultados.

LINHAS ALTERNATIVAS PARA ABORDAGEM
DO PROBLEMA DE POLUIÇÃO

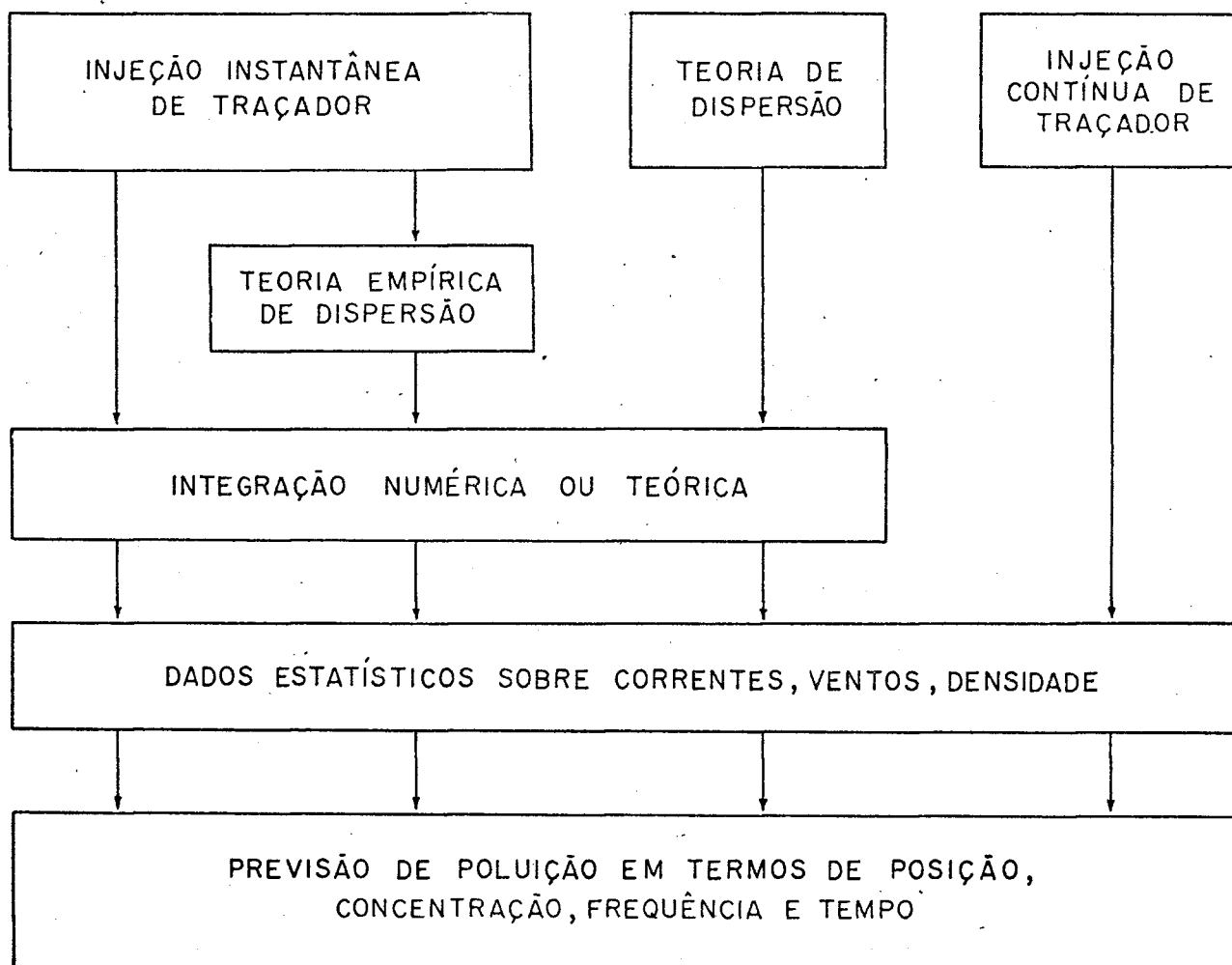


FIGURA 2

Desta discussão é evidente que a segunda é a melhor linha de ação para o uso de traçadores em problemas de poluição, isto é, injeção instantânea de traçador e utilização de "teorias" de dispersão sémi empíricas-HANSEN (1971).

Nos últimos dois anos a Divisão de Radioisótopos do Instituto de Pesquisas Radioativas realizou alguns trabalhos com traçadores radioativos para o estudo das condições dispersivas de águas costeiras.

A abordagem adotada foi justamente a de utilizar "teorias empíricas" de dispersão para extrapolar os dados obtidos em experiências com traçadores radioativos. Como os traçadores não podem cobrir todas as situações relevantes (combinações de vento, corrente, distribuição de salinidade e temperatura, etc) utiliza-se "teorias empíricas" para extrapolar os resultados de um número apropriado de injeções de traçadores, para condições não cobertas pelos trabalhos de campo.

Neste trabalho serão discutidos os fenômenos físicos básicos que interferem com a dispersão de efluentes no mar, sua dependência e interações mútuas.

Serão discutidos alguns modelos de dispersão e seu significado prático final, em termos da previsão da poluição de águas costeiras. Ênfase será dada aos modelos que

consideram a distribuição de concentração do poluente (ou traçador) como distribuição de Gauss.

Serã discutida a tecnologia de traçadores: como e xecutar um trabalho com traçadores, a importância das me didas convencionais (correntes, ventos, etc) na interpretação dos resultados, como utilizar os resultados dos trabalhos com traçadores radioativos nos modelos de disper são, quais os resultados práticos possíveis de se obter.

2. INFLUÊNCIA DE FENÔMENOS FÍSICOS.

2.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS.

O problema da disposição de águas usadas pode, do ponto de vista hidrodinâmico, ser dividido em dois aspectos. O primeiro é a diluição inicial por jato difusão (jet diffusion) nas proximidades do ponto de descarga, e o segundo a misturação e o espalhamento devido à turbulência e às correntes nas águas receptoras. Depois que a energia do jato inicial foi dissipada e um campo de esgotos foi formado a difusão turbulenta natural se torna dominante. Há, entretanto, um balanço entre jato difusão e difusão oceânica. Com uma boa jato difusão inicial, a misturação oceânica se torna menos importante, enquanto que, com uma diluição inicial menos efetiva, é necessária maior misturação oceânica para um mesmo grau de diluição dos efluentes.

O problema básico do projeto de emissários é a determinação da diluição necessária para satisfazer os objetivos do lançamento submarino. Esta diluição varia com o grau de pré-tratamento especificado, taxa de decaimento dos poluentes, etc, enquanto o projeto e funcionamento do sistema difusor e as características da região receptora afetam a diluição inicial.

Os principais parâmetros a se considerar com relação ao fenômeno da jato difusão são:

- a densidade e composição do efluente: as águas usadas são heterogêneas química, biológica e fisicamente. A diferença de densidade entre o fluido do jato e a água receptora é um parâmetro hidráulico de fundamental importância.

- as características hidráulicas da descarga dos efluentes: a efetividade da diluição depende da eficiência de dispersão dos difusores. O projeto de tais difusores requer cálculos hidráulicos cuidadosos que devem levar em consideração a situação hidrográfica da área receptora bem como os parâmetros hidráulicos da descarga.

- as características oceanográficas da área receptora: é necessária uma descrição estatística da hidrografia das águas receptoras, bem como da estratificação de densidade e dos níveis de turbulência, para uma previsão da mistura inicial e do espalhamento e diluição do campo de esgotos.

Quando a mistura efluente-água do mar atinge o nível de equilíbrio hidrostático sofre uma transição do fluxo vertical para um espalhamento horizontal. Em águas receptoras estratificadas é possível se obter um campo de esgotos submerso, e, onde a circulação das águas profundas é eficiente, este é o resultado desejado da mistura-

ção inicial. Entretanto há motivos para, em determinadas situações, se preferir o estabelecimento de um campo de esgotos superficial.

A fig. 1 ilustra os dois casos.

Após o estabelecimento e o transporte do campo de esgotos para fora da área de lançamento a turbulência oceânica se torna dominante no processo de misturação.

Do ponto de vista físico a turbulência pode ser descrita como sendo a movimentação, com o escoamento médio, de inúmeros vórtices. - CEDERWALL (1968).

Um aspecto fundamental da difusão turbulenta é o problema de escala do fenômeno. Os movimentos circulares num corpo d'água variam do movimento Browniano das moléculas, através de toda a faixa das escalas de turbulência, até circulações associadas a sistemas de corrente que caracterizam a área, constituindo um espectro praticamente contínuo.

Na análise do movimento turbulento deve ser considerado o espectro completo de todas as escalas e tipos de movimento da água receptora.

Para uma determinada nuvem de esgotos, os vórtices com dimensões maiores do que as da nuvem transportam-

na como um todo por convecção. Os vórtices com dimensões menores do que as da nuvem produzem o espalhamento do contaminante no interior da própria nuvem, sem uma mistura-ção adicional. Os vórtices de escala intermediária, isto é, com dimensões da mesma ordem de grandeza da nuvem, influenciam sua deformação, sendo mais efetivos no espalha-mento da mesma. Estes vórtices médios são os responsáveis pelas variações espaciais do campo de velocidades médias e, portanto, pela mais eficiente difusão da nuvem. A nuvem deformada apresenta um contorno mais irregular sujei-to a uma difusão mais eficiente por parte dos vórtices de dimensões menores do que as da mancha.

À medida que a nuvem cresce as dimensões dos vórtices que contribuem para a convecção, bem como os respon-sáveis pela difusão, tendem a ser cada vez maiores.

Parece evidente que para obter informações que descrevam quantitativamente a dispersão, através de observa-ções feitas com traçadores, é necessário um conhecimento completo do campo de velocidades no qual o traçador se difunde.

2.2 CORRENTES

Somente nos últimos anos, e devido à crescente necessidade de se executar projetos de hidráulica costeira, vem se acumulando dados importantes sobre a circulação das águas costeiras, que é de fundamental importância para o lançamento submarino de esgotos.

As correntes podem ser oceânicas, no que se refere às dimensões e duração, ou locais e temporárias.

Numa linha de costa aberta existe, normalmente, uma região caracterizada por uma circulação em direção à costa. Desta forma um emissário submarino deve ser projetado para ultrapassar esta zona. A circulação de águas costeiras é, em geral, complexa, com grandes variações no tempo e no espaço, influenciada pela superposição de forças aleatórias e periódicas.

As correntes costeiras podem ser divididas em vários grupos dos quais os mais importantes, segundo CEDERWALL (1968), são:

- a)- correntes de deriva relacionadas à tensão do vento
- b)- correntes induzidas pelas ondas
- c)- correntes de maré
- d)- corrente de declive ou de gradiente
- e)- correntes de inércia.

Estes tipos de corrente são produzidos por várias forças. A maioria de caráter externo, mas, em alguns casos, de caráter interno devido à própria natureza da água, como por exemplo, no caso de escoamento estratificado.

Em muitas situações deve-se considerar o efeito da força de Coriolis, dependendo da escala envolvida nos movimentos da água. A circulação de água em um lago ou baía pequena pode ser em escala tão pequena que a força de Coriolis pode ser desprezada, enquanto que movimentos em larga escala podem ser afetados de maneira significativa pelo movimento de rotação da terra.

2.2.1 CORRENTES DE DERIVA.

Quando o vento sopra sobre a superfície do mar, exerce tensões normais e de cisalhamento que podem criar correntes de deriva, gerar ondas, bem como variações de pressão aleatórias, na superfície da água.

Medidas realizadas em trabalhos de campo, em condições estacionárias, indicam que a velocidade das correntes de deriva pode chegar a 1, 2 e até 3% da velocidade do vento. A duração do vento e sua área de influência ("fetch") são os fatores que influenciam esta relação. A duração mínima, em uma determinada área de influência, é a duração da velocidade necessária para criar condições estacionárias. É óbvio que a geração de correntes de deriva está intimamente relacionada à geração de ondas.

A taxa na qual o processo de misturação causado pelo vento penetra a maiores profundidades, depende da variação da densidade com a profundidade. Num mar quase homogêneo a misturação pode alcançar profundidades consideráveis num curto espaço de tempo. Na presença de estratificação, a energia turbulenta gerada pode ser insuficiente para romper a estabilidade numa região de transição. Neste caso o vento provocará uma misturação na camada superficial criando uma faixa homogênea com maior estabilidade.

Segundo observações realizadas em áreas limitadas a direção das correntes induzidas por ventos é aproximadamente paralela à direção do vento CEDERWALL (1968).

O conhecimento das correntes de deriva numa área alternativa para o lançamento submarino de esgotos, é de suma importância. Dependendo da diluição inicial propiciada pelos difusores e da existência de estratificação, o efluente tenderá a formar um campo de esgotos superficial que pode, pela ação do vento, ser conduzido rapidamente em direção à costa, acarretando concentrações indesejáveis de poluentes.

2.2.2 CORRENTES INDUZIDAS PELAS ONDAS.

Quando ondas superficiais são geradas devido à ação do vento há sempre um transporte de água na direção de propagação da onda. Estudos experimentais e teóricos mostram que o movimento das partículas líquidas em ondas

induzidas por ventos, não segue uma trajetória fechada, mas tem um movimento orbital aberto. Este movimento orbital resulta num transporte de água na direção de propagação da onda, chamado "Transporte de massa". JOHNSON (1960).

Se, quando as ondas alcançam a linha de costa, sopra um vento na direção de propagação das mesmas, o movimento da água é mais acelerado e se torna dependente da velocidade do vento, bem como dos parâmetros da onda. Desta forma uma corrente de deriva é superposta e opera simultaneamente.

Qualitativamente, o efeito das correntes de deriva e induzidos por ondas é idêntico: provocam um acúmulo de água na região próxima à praia, elevando o nível do mar e criando condições para a formação de correntes. A água pode voltar ao mar como uma corrente de fundo e/ou uma corrente de retorno ("rip current") superficial ZENKOVICH (1962).

Neste processo são, também, formadas correntes paralelas à praia ("longshore currents").

O modelo de circulação de correntes paralelas à praia e correntes de retorno é conhecido como "célula de circulação" ("nearshore circulation cell") BOWEN e INMAN (1972). Esta célula tem a dimensão da largura da zona de arrebentação e do espaçamento entre as correntes de retorno. A célula de circulação propicia uma troca contínua de água entre a zona de arrebentação e o largo. A

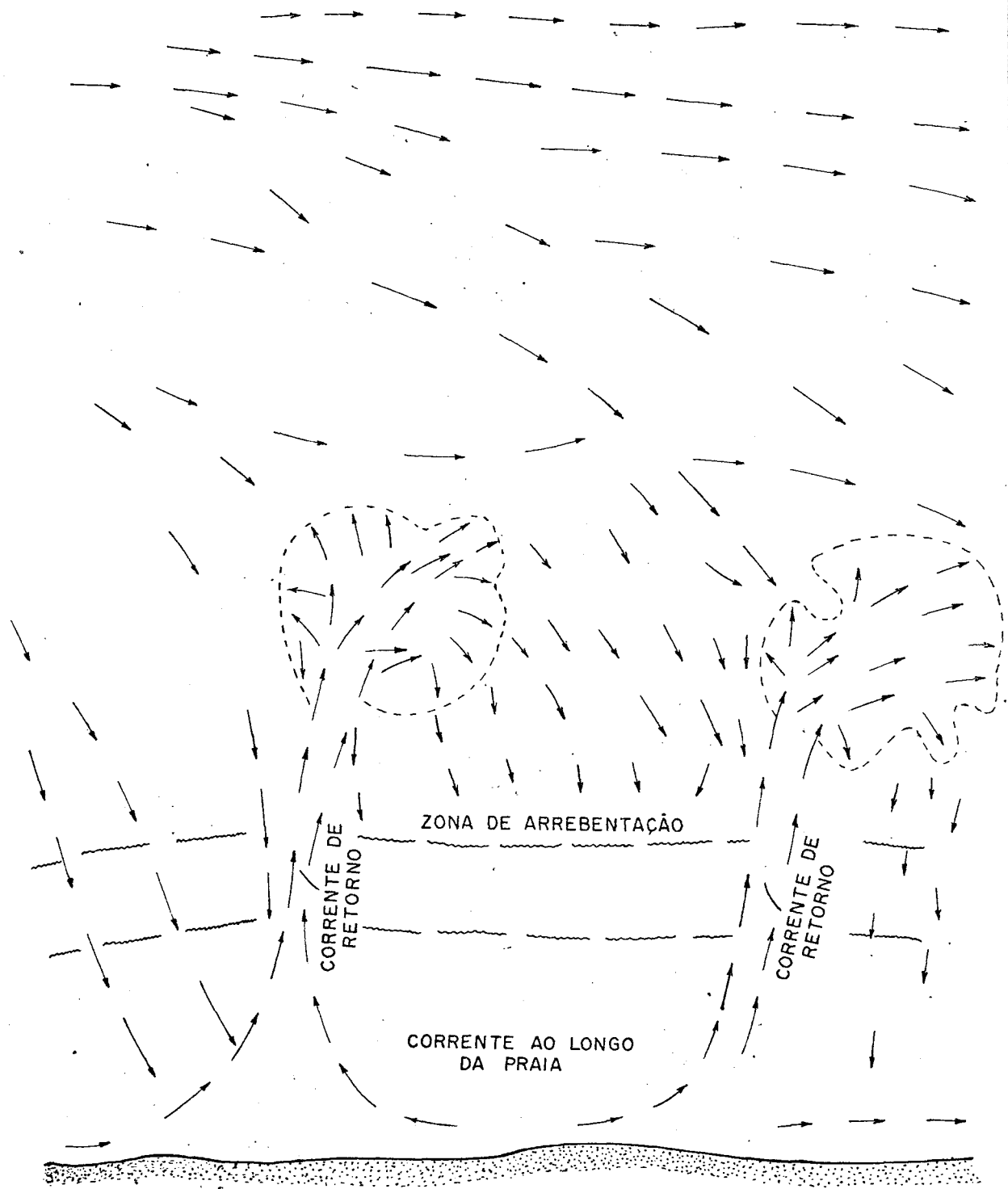


DIAGRAMA DE CORRENTES DE RETORNO, DE ACORDO COM ZENKOVICH, 1967

FIGURA 3

água é transportada pelas ondas para dentro da zona de arrebentação, escoando paralela à praia e retorna ao mar através das correntes de retorno. Fig. 3.

2.2.3 CORRENTES DE MARÉ.

Geralmente, correntes de maré fortes estão associadas a mistura turbulenta. Quando há forte escoamento num canal sujeito à influência da maré, pode-se dizer que a diluição será rápida e que haverá transporte de poluente da área de lançamento.

A direção do escoamento das águas é extremamente importante quando se deseja transportar os efluentes lançados para áreas mais abertas, onde a ação diluidora e dispersora pode ser mais efetiva.

O escoamento superficial unidirecional, causado pela configuração de costas e de maré, é muito importante em áreas onde se quer manter o movimento dos efluentes numa determinada direção, para evitar, por exemplo, contaminação de praias.

Embora as correntes superficiais sejam consideradas mais importantes do ponto de vista de lançamento de esgotos, as correntes sub superficiais não devem ser ignoradas. Numa zona de estuário, por exemplo, pode haver uma corrente de fundo em direção à terra, para compensar o escoamento superficial de água doce em direção ao mar.

Os oceanos reagem de maneira muito complexa às forças que geram as marés. Os efeitos da topografia submarina e da costa, a ressonância em baías e estuários e as forças resultantes da rotação da terra, contribuem na caracterização das marés, sendo muito difíceis de descrever analiticamente.

Movimentos de maré, combinados com características topográficas, podem dar origem a tres tipos de correntes de maré CEDERWALL (1968). Em alto mar pode se desenvolver o tipo rotacional devido à força de Coriolis. As correntes de tipo bidirecionais ocorrem em baías e áreas confinadas. A troca de água entre áreas limitadas é muitas vezes governada pela ação da maré dando origem às correntes unidirecionais (hydraulic type) geradas pela diferença temporária do nível do mar em duas áreas ligadas.

2.2.4 CORRENTES DE GRADIENTE.

No sistema de circulação de uma grande área de água, correntes locais muito fortes podem se constituir numa característica significativa do mecanismo de troca de água.

A altura das ondas ao arrebentar pode variar e elas arrebentam a distâncias diferentes da praia. Consequentemente a água entra na zona de arrebentação com diferentes intensidades em setores adjacentes. Isto provoca diferenças de nível que são responsáveis pelo estabelecimento

mento de correntes de gradiente paralelas à praia ZENKOVICH (1962). As correntes de gradiente normalmente escoam em direções opostas em setores adjacentes.

2.2.5 ESPALHAMENTO GRAVITACIONAL. CORRENTES DE DENSIDADES.

Como resultado do estabelecimento superficial do campo de esgotos, um ambiente homogêneo pode ser transformado num sistema de duas faixas de densidade. Se uma camada relativamente leve da mistura esgoto-água do mar "flutua" sobre a água do mar mais pesada, pode haver séria poluição de praias, devido à ação de correntes induzidas pelo vento.

Entretanto, o campo de esgotos pode se dirigir para a praia apenas pelo efeito gravitacional, isto é, devido à diferença de densidade entre o campo de esgotos e a água do mar. Muitas vezes este mecanismo é mais significativo, em termos de poluição de praias, do que a difusão turbulenta. CEDERWALL (1968).

A mistura esgoto-água do mar é forçada a escoar sobre a água do mar que é mais pesada, constituindo uma corrente de densidade.

Quando há o estabelecimento subsuperficial do campo de esgotos estes problemas não são pronunciados, mas podem ser demonstrados em testes de laboratório, e, algumas vezes podem ter significado prático considerável.

O conhecimento do mecanismo de difusão vertical em águas estratificadas é muito importante, pois o espalhamento gravitacional é consideravelmente reduzido pela difusão vertical.

2.3. ONDAS.

Quando o vento sopra sobre a superfície da água, esta é turbulentamente misturada, havendo formação simultânea de ondas desde que a velocidade do vento exceda um valor crítico de cerca de 7 m/sec JOHNSON (1960). A hipótese mais simples que se pode fazer é de que a viscosidade vertical efetiva nas camadas superficiais é função da tensão do vento na área de geração. Entretanto, valores observados do coeficiente vertical sugerem que a difusividade vertical está mais diretamente relacionada ao espectro de ondas geradas pelo vento, do que ao vento propriamente BOWEN e INMAN (1972).

Tem-se concentrado interesse no efeito combinado do vento e das ondas, particularmente quando o mar alcança um equilíbrio no qual a energia cedida pelo vento às ondas é equilibrada pela dissipação turbulenta operada pela arrebentação das ondas. A relativa falta de interesse no problema de difusão provocada apenas pelo processo de propagação das ondas, resulta da forte indicação de que a arrebentação das ondas é um processo de importância dominante-BOWEN e INMAN (1972).

Segundo BOWEN e INMAN (1972) tres aspectos da misturação na região próxima à praia, em relação às ondas de superfície, devem ser considerados:

1. Os processos associados ao movimento das ondas antes do ponto em que elas arrebentam. Neste caso, sua contribuição ao campo turbulento é pequena em relação

a outros mecanismos.

2. A misturação na zona de arrebentação, produz misturação vertical intensa, e forte misturação horizontal anisotrópica. A difusão através da zona de arrebentação é muito mais efetiva do que ao longo da praia.

3. A Misturação em larga escala devido às correntes paralelas à praia ("longshore currents") e às correntes de retorno ("rip currents").

A misturação inicial devido à arrebentação das ondas durante seu trajeto através da zona de arrebentação é muito rápida. Aparentemente o esgoto ou traçador permanece confinado à zona de arrebentação, podendo escoar em direção ao mar apenas através das correntes de retorno.

A difusão na zona de arrebentação é bastante complexa. A difusão ao longo da praia espalha a nuvem de traçador lateralmente, enquanto esta se move com as correntes paralelas à praia. A nuvem pode se dividir, parte escoando para o mar com as correntes de retorno e parte continuando seu trajeto ao longo da praia. O material carregado para o mar pode se difundir, mas pode retornar à praia de acordo com o transporte associado à célula de circulação ("nearshore circulation cell").

Devido à complexidade dos fenômenos que ocorrem na zona de arrebentação e a dificuldade de coleta de dados

em ambiente tão agressivo, existem poucos dados para testar as teorias existentes para uma abordagem quantitativa do problema. Em seu trabalho BOWEN e INMAN (1972) apresentam algumas alternativas.

2.4 A INFLUÊNCIA DO VENTO.

Pode-se notar pelo que foi exposto nos itens 2.2 e 2.3 que o vento é um dos fatores preponderantes no estabelecimento e desenvolvimento de correntes e ondas, e, conseqüentemente, exerce um papel importante na dispersão e difusão de poluentes ou traçadores no mar.

Com ventos a baixas velocidades, apenas uma fina camada superficial de água é movimentada. Entretanto com maiores velocidades há a formação de ondas, alterando a natureza do movimento da água. Se a velocidade do vento é suficientemente alta as ondas se tornam instáveis quebrando-se em "carneirinhos" ("whitecaps"), resultando um aumento na mistura das águas superficiais.

O efeito do transporte de massa da água por qualquer um destes processos proporciona um mecanismo de mistura e, conseqüentemente, dispersão dos contaminantes em determinada área.

Um efeito importante do vento atuando sobre a superfície da água é a criação de turbulência na superfície, e, indiretamente, no fundo quando em águas rasas ou em interfaces no caso de águas estratificadas. A tensão de cisalhamento do vento na superfície pode ser definida pela fórmula JOHNSON (1960).

$$\tau_w = C_d \rho_a W^2 \quad 2.4.1$$

onde

C_d é o coeficiente de cisalhamento

ρ_a é a densidade do ar

w é a velocidade do vento a 10 metros de altura

A tensão de cisalhamento do vento $\bar{\tau}$ pode ser transmitida da superfície a todo o corpo de água através de gradientes de velocidades, a magnitude dos quais depende dos níveis de turbulência. Portanto, quanto mais forte a corrente principal, menor será o efeito da tensão do vento.

O coeficiente de difusão turbulenta devido à energia transmitida ao fundo ou interface pelo fluido em escoamento, pode ser escrito-CEDERWALL (1968).

$$\epsilon = \alpha \cdot d \cdot u_c$$

2.4.2

onde

α é uma constante

d é a profundidade

u_c é a velocidade no fundo ou interface

Se o efeito cizalhante do vento sobre a superfície é representado por 2.4.1, podemos formular uma expressão para o coeficiente de difusão turbulenta, que corresponda à energia induzida pelo vento:

$$\epsilon = \alpha.d.W_c \quad 2.4.3$$

onde

W_c é a velocidade cizalhante devido ao vento

Desta forma o coeficiente de difusão total será

$$\epsilon = \alpha.d.(U_c + W_c) \quad 2.4.4$$

Segundo CEDERWALL (1968) o valor da constante α , para o caso de correntes fracas, é, aproximadamente, 1/15.

Entretanto, misturação e dispersão por ação do vento é um processo muito mais complicado. O vento movimentava uma camada superficial muito fina, e a misturação vertical é devida mais à ação das ondas do que à ação direta do vento.

2.5 ESTRATIFICAÇÃO DE DENSIDADE.

A importância da estratificação de densidade já foi mencionada anteriormente, quando se mostrou sua relação com a diluição inicial por jato-difusão, com o estabelecimento do campo de esgotos e espalhamento gravitacional.

Em águas naturalmente estratificadas a turbulência vertical e a estabilidade estática e dinâmica, são matérias do maior interesse do ponto de vista da engenharia.

Se a energia cinética do movimento turbulento é insuficiente para vencer os efeitos estabilizadores da estratificação, o movimento turbulento vertical será obstruído. O espectro do movimento horizontal é bastante amplo mas, no caso dos espectros de turbulência vertical, as dimensões limitadas dos vórtices de difusão vertical são determinadas não apenas pelas propriedades geométricas do escoamento, mas também e mais efetivamente, pela estratificação de densidade.

A supressão da difusão vertical é uma das características essenciais do escoamento estratificado.

Num corpo d'água estagnado a estabilidade da água é, relacionada apenas com a estratificação de densidade.

A estabilidade estática \bar{e} é definida pela relação, CEDERWALL (1968).

$$E = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad 2.5.1$$

onde

ρ é a densidade da água

z é a profundidade (positiva para baixo)

Como sempre há movimentação em águas naturais, o conceito de estabilidade estática é limitado.

A estabilidade dinâmica de um escoamento cizalhante estratificado é caracterizada pelo número de RICHARDSON - CEDERWALL (1968).

$$R_i = \frac{g \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\rho \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} < \frac{\epsilon_{mz}}{\epsilon_{\Delta z}} \quad 2.5.2$$

onde

g é a aceleração da gravidade

ρ é a densidade da água

U é a velocidade média horizontal

Z é a profundidade (positiva para baixo)

ϵ_{mz} é o coeficiente de viscosidade turbulenta cinemática na direção vertical Z .

ϵ_{sz} é o coeficiente de difusão turbulenta cinemática vertical.

Um valor pequeno de R_i indica aumento da turbulência, enquanto um valor grande indica supressão da turbulência vertical e da difusão, com alta estabilidade dinâmica. Quando $R_i = 0$ o fluido é homogêneo e o fluxo é neutro. Para $R_i > 0$ a estratificação é estável e para $R_i < 0$ é instável.

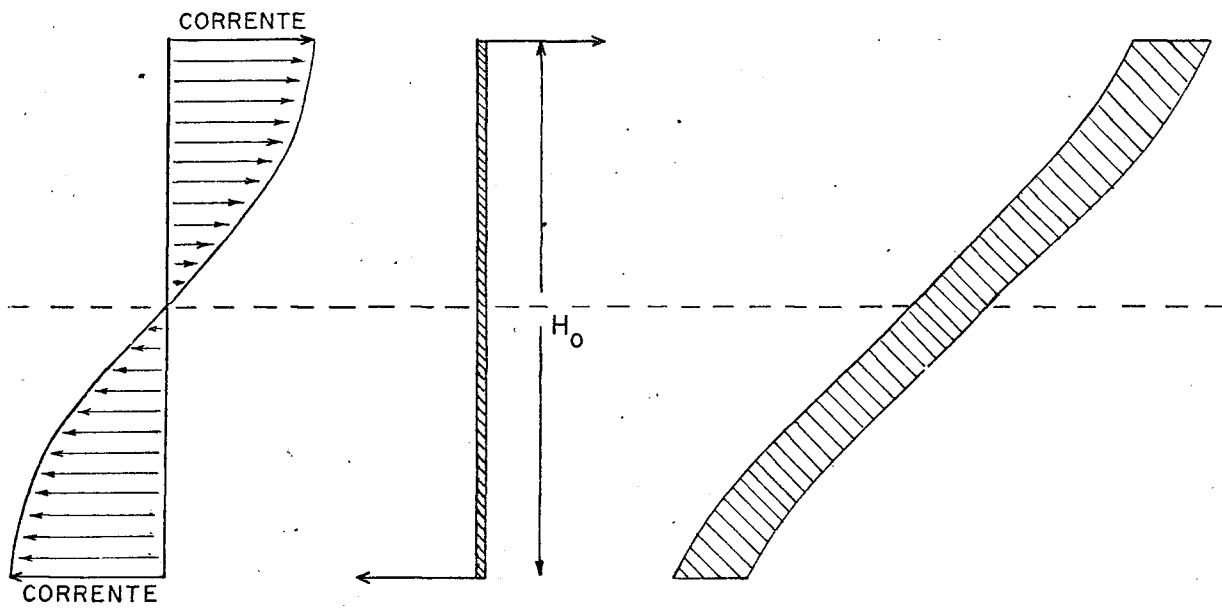
Entretanto o uso de R_i para conseguir estimativas mais precisas da difusão vertical, é de valor limitado. É muito difícil se obter valores representativos de R_i por meio de medidas de campo da velocidade e densidade em águas estratificadas.

2.6. EFEITO DE CIZALHAMENTO.

O efeito de cizalhamento ("shear effect") é a influência sobre a dispersão horizontal, da misturação vertical combinada com o cizalhamento vertical de corrente KULLENBERG (1971a). Sem dúvida alguma o efeito de cizalhamento é um mecanismo de dispersão importante em muitas áreas costeiras.

O efeito do cizalhamento vertical de corrente é considerável. Pela ação deste cizalhamento o corpo d'água contaminada é deformado, alongando-se horizontalmente. Este alongamento explica porque as camadas de traçador observadas em trabalhos experimentais são extremamente finas algum tempo depois da injeção. A difusão observada é naturalmente influenciada pelo efeito do cizalhamento KULLENBERG (1968). Considere-se o caso ideal da Fig. 4. Injetada uma coluna de traçador, a diferença máxima de corrente na coluna de espessura H_0 é Δu . Depois de um tempo t a coluna está com um alongamento horizontal $L = t \cdot \Delta u$ que é o mesmo que $L = t \cdot H_0 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|$

O grau de alongamento é uma função do tempo, do cizalhamento e dos coeficientes de difusão. Durante um momento inicial, o efeito de cizalhamento não é muito importante, mas após um tempo considerável depois da injeção o alongamento é muito acentuado na direção média da corrente.



ESQUEMA IDEALIZADO DO EFEITO DE CIZALHAMENTO DE CORRENTE

FIGURA 4

Em presença de forte estratificação pode-se observar camadas de traçador finas, muito bem definidas e de espessura virtualmente constante, por longos períodos de tempo. Esta configuração é atribuída ao efeito de cizalhamento em combinação com a estratificação. O decrêscimo da concentração de traçador nas camadas é atribuído apenas à difusão vertical. O efeito de cizalhamento remove todo o traçador que deixa a camada por difusão, impossibilitando a deteção no limite da camada.

Quando a estratificação é menos pronunciada a difusão vertical é mais efetiva e há um aumento da espessura da camada com o tempo KULLENBERG (1971).

Em KULLENBERG (1968, 1971, 1971a e 1972) é apresentado um tratamento matemático para o efeito de cizalhamento.

3. MODELOS DE DISPERSÃO.

3.1 INTRODUÇÃO.

O comportamento do escoamento de um volume de poluente ou traçador pode ser visto de duas maneiras. Uma vista lateral foi apresentada na Fig. 1 onde é mostrada um campo superficial e um sub superficial. A Fig. 5a mostra a propagação do campo de esgotos vista de cima, com uma descarga contínua. "A" é um registro instantâneo de campo, apresentado como uma superposição de pequenas nuvens elementares. "B" é um registro instantâneo em outro instante. Com um registro contínuo num certo espaço de tempo finito, as oscilações pequenas desaparecem e o campo se torna mais largo do que os registros instantâneos; pela superposição destes.

Como mencionado anteriormente, os modelos que se não discutidos se aplicam ao campo de esgotos já estabelecido na superfície (região de escoamento de deriva - "drift flow"), isto é, região onde as forças de empuxo são de menor importância, e o espalhamento do poluente é determinado pela turbulência natural do oceano.

Deve-se enfatizar novamente a importância da diluição inicial provocada pelos jatos dos difusores. Algumas referências sobre jato difusão foram apresentadas no

item 1.3.

A solução completa do problema da difusão turbulenta consiste na determinação da probabilidade de se encontrar, simultaneamente, num determinado tempo t , " n " partículas marcadas (de um traçador radioativo por exemplo), no interior de " n " volumes infinitesimais, conhecendo-se sua posição num tempo de referência inicial.

Para se descrever o processo de difusão turbulenta pode-se considerar o campo de partículas marcadas (radioativas) como sendo a superposição de nuvens de partículas, mutuamente independentes (Fig. 5a).

O movimento das partículas individuais de cada nuvem pode ser descrito em relação a um ponto fixo " 0 ", considerando-se o movimento absoluto como resultante de um movimento relativo e um movimento de translação: o movimento relativo ao centro de massa da nuvem, e o movimento deste em relação ao sistema de coordenadas que passa por " 0 ". Desta forma, pode-se definir a dispersão absoluta como sendo a combinação da dispersão de uma única partícula, o centro de massa, em relação a um ponto fixo, e da dispersão das partículas individuais em relação ao centro de massa (Fig. 5b).

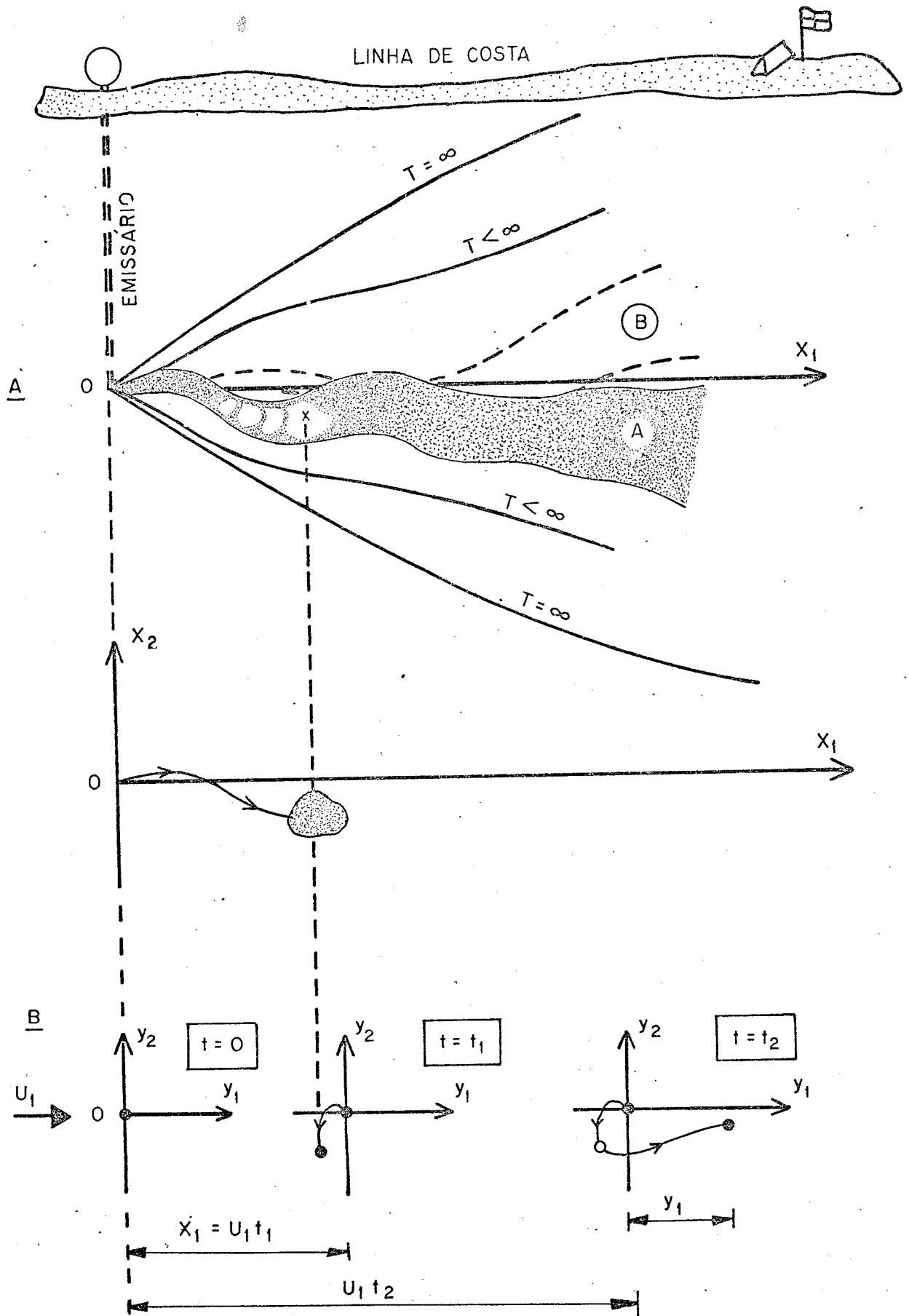


FIGURA 5

3.2 MODELOS DE DISPERSÃO DE UMA ÚNICA PARTÍCULA.

Muitas vezes os modelos baseados na análise da dispersão de apenas uma partícula (dispersão relativa ao ponto "0") fornecem uma descrição adequada do processo absoluto de dispersão. Isto corresponde ao caso de $n = 1$, e o problema fica reduzido à determinação da probabilidade de se encontrar uma partícula marcada num volume infinitesimal, em instantes diferentes, conhecendo-se sua posição original.

Em se tratando de distribuição de probabilidade o parâmetro mais informativo é a variância, desde que ela caracteriza a largura do campo de poluente.

Supondo-se que a função densidade de probabilidade instantânea do deslocamento da partícula é Gaussiana, a variação no tempo é descrita apenas pela variação do deslocamento quadrado médio.

Segundo TAYLOR (1921):

para tempos de difusão pequenos

$$\sigma_1^2 = \bar{u}_1^2 t^2 ; \sigma_2^2 = \bar{u}_2^2 t^2$$

para tempos de difusão grandes

$$\sigma_1^2 = 2 D_1 t ; \sigma_2^2 = 2 D_2 t$$

onde \bar{u}_1^2 e \bar{u}_2^2 são as componentes longitudinal e transversal da parte flutuante da velocidade, e, D_1 e D_2 são coeficientes de difusão turbulenta.

$$\sigma^2 \sim \begin{cases} t^2 & \text{(para tempos pequenos)} \\ t & \text{(para tempos grandes)} \end{cases}$$

A função densidade de probabilidade pode ser, então, prontamente avaliada.

A distribuição ao longo de y_1 , será:

$$\delta_1(y_1, t) = \frac{1}{\sigma_1 \sqrt{2\pi}} \exp \left(-\frac{y_1^2}{2 \sigma_1^2} \right) \quad 3.2.1$$

E ao longo de y_2 :

$$\delta_2(y_2, t) = \frac{1}{\sigma_2 \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{y_2^2}{2\sigma_2^2}\right)$$

3.2.2

A probabilidade de se encontrar uma partícula num volume infinitesimal \bar{e} o produto da distribuição ao longo dos eixos.

$$\delta = \delta_1 \delta_2 = \frac{1}{2\pi \sigma_1 \sigma_2} \exp\left(-\frac{y_1^2}{2\sigma_1^2} - \frac{y_2^2}{2\sigma_2^2}\right) \quad 3.2.3$$

A função densidade de probabilidade instantânea do deslocamento da partícula \bar{e} equivalente à concentração média espacial instantânea (c) do traçador.

Assim,

$$c(y_1, y_2, t) = \frac{M}{2\pi \sigma_1 \sigma_2 \delta} \exp\left(-\frac{y_1^2}{2\sigma_1^2} - \frac{y_2^2}{2\sigma_2^2}\right) \quad 3.2.4$$

onde "M" é a quantidade de traçador injetado e "δ" é a espessura do campo de traçador.

No caso de simetria rotacional $\sigma_1 = \sigma_2$, então,
 $\sigma^2 = 2\sigma_1^2 = 2\sigma_2^2$:

$$C(r, t) = \frac{M}{\sigma^2 \pi \delta} \exp\left(-\frac{r^2}{\sigma^2}\right) \quad (r^2 = y_1^2 + y_2^2) \quad 3.2.5$$

3.3 MODELOS DE DISPERSÃO RELATIVA.

Para se obter uma descrição completa do processo de dispersão não se pode deixar de considerar a dispersão das partículas individuais em relação ao centro de massa da nuvem correspondente. Esta difusão é descrita pelo momento de segunda ordem da função densidade de probabilidade do deslocamento da partícula em relação ao centro de massa.

Segundo BRIER (1950) e BATCHELOR (1952) a difusão da nuvem está intimamente relacionada à difusão média de duas partículas da nuvem. Fig. 6.

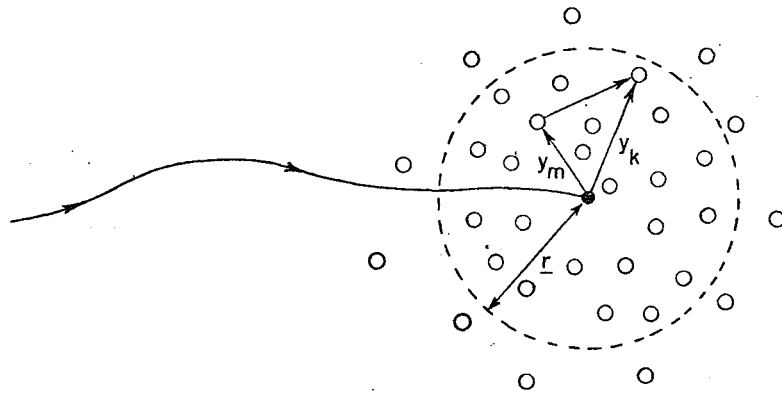


FIGURA 6

Estes autores mostraram que a variância σ^2 (valor médio de um grande número de experiências) da nuvem em relação ao seu centro de massa, num dado tempo "t", é a metade do quadrado da separação entre duas partículas da nuvem ($y_m - y_k$), sendo tomada a média de todas as combina

ções possíveis de pares de partículas, isto é,

$$\sigma^2(t) = \frac{1}{2} \sum_{m=1}^n \sum_{k=1}^n (y_m - y_k)^2 / n^2 \quad 3.3.1$$

onde "n" é o número de partículas na nuvem, e, y_m e y_k são os deslocamentos das partículas.

Desta forma, conhecendo-se o momento de segunda ordem da função densidade de probabilidade da separação de duas partículas, a difusão média da nuvem em relação ao centro de massa é também conhecida, isto é, o problema de se encontrar a função densidade de probabilidade de "n" variáveis estocásticas mutuamente dependentes é reduzido ao caso de $n = 2$.

O processo de difusão de uma única partícula (centro de massa) é obtido com base num conjunto de observações mutuamente independentes da posição de uma partícula. O movimento de uma partícula única é permanentemente afetada, desde o início, por todas as frequências da turbulência, enquanto o movimento relativo de um par de partículas vizinhas é afetado apenas pelos vórtices cujo tamanho é da mesma ordem de grandeza da separação instantânea das partículas. Vórtices essencialmente maiores do que a separação entre as partículas causam apenas um movimento de translação do par, sem alterar sua posição relativa. Com

o aumento da separação entre as partículas, vórtices cada vez maiores contribuirão para a dispersão relativa. Quando a separação entre as partículas for maior do que os maiores vórtices da turbulência, as partículas se moverão independentemente, não havendo correlação entre seu movimento. A partir de então o movimento de uma partícula em relação à outra estará sujeito a todas as frequências da turbulência, e a observação de seu movimento relativo não diferirá, em princípio, de duas observações mutuamente independentes de uma única partícula. Nesta fase do processo de difusão, é, em princípio, indiferente se o movimento das partículas é analisado em relação à origem do sistema de coordenadas Y_1 , Y_2 , ou em relação ao centro de massa do par ou da nuvem. Isto significa que a uma grande distância do ponto de injeção, o centro de massa de uma nuvem elementar coincidirá com a origem do sistema de coordenadas Y_1 , Y_2 e as distribuições de concentração se não idênticas àquelas discutidas anteriormente.

Várias teorias empíricas e semi-empíricas são propostas considerando os movimentos de partículas mutuamente correlacionadas. OKUBO (1962) propôs um modelo matemático da distribuição de densidade de probabilidade, resultando na seguinte equação bi-dimensional da difusão, válida apenas em um espaço simétrico rotacional.

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[a f(t) r^{m+1} \frac{\partial c}{\partial r} \right]$$

onde " r " é a distância ao centro de massa, " a " e " m " constantes arbitrarias e, $f(t)$ uma função do tempo arbitrária.

Escolhendo-se valores apropriados para " m " e " f " pode-se derivar algumas soluções como, por exemplo, as que se seguem, que já haviam sido estabelecidas antes de 1962, OKUBO (1962).

1. Solução de Fick, 1855 $[f(t) = 1, m=0]$

$$C(r,t) = \frac{M}{4\pi Dt} \exp\left(-\frac{r^2}{4Dt}\right)$$

onde " D " é o coeficiente de difusão em cm^2/seg .

2. Solução de Joseph e Sendner, 1958 $[f(t) = 1, m=1]$

$$C(r,t) = \frac{M}{2\pi p^2 t^2} \exp\left(-\frac{r}{pt}\right)$$

onde " p " é a velocidade de difusão.

3. Solução de Ozmidov, 1958 $[\delta(t) = 1, m = 4/3]$

$$C(r, t) = \frac{M}{4\pi\gamma^3 t^3} \exp\left(-\frac{r^{2/3}}{\gamma t}\right)$$

onde " γ " é um parâmetro de dissipação de energia ($\text{cm}^{2/3}/\text{seg}$),
 $\gamma = \epsilon^{1/3}$

4. Solução de Okubo e Pritchard, 1959 $[\delta(t) = t, m = 0]$

$$C(r, t) = \frac{M}{\pi w^2 t^2} \exp\left(-\frac{r^2}{w^2 t^2}\right)$$

onde " w " é a velocidade de difusão (cm/seg)

5. Solução de Okubo, 1962 $[\delta(t) = t, m = 2/3]$

$$C(r, t) = \frac{M}{(3/4)\pi^{3/2} \alpha^3 t^3} \exp\left(-\frac{r^{4/3}}{\alpha^2 t^2}\right)$$

onde "α" é um parâmetro de dissipação de energia (cm^{2/2}/seg), α~ε^{1/3}

6. Solução de Obukhov, [f(t) = t², m=0]

$$C(r,t) = \frac{M}{\pi \beta^3 t^3} \exp\left(-\frac{r^2}{\beta^3 t^3}\right)$$

onde "β" é um parâmetro de dissipação de energia (cm^{2/3}/seg), β~ε^{1/3}

Em todas as soluções "M" é a quantidade de substância por unidade de profundidade, e, a injeção de substância é considerada puntual, isto é,

$$C(r,0) = \frac{M \delta(r)}{\pi r}$$

onde δ(r) é a função delta.

E, entretanto, impossível, com base na distribuição de densidade de probabilidade, identificar distinta-

mente o estágio do processo de difusão em que estas soluções são aplicáveis. A função $f(t)$ está relacionada aos dois primeiros momentos, mas, fisicamente, nada se sabe sobre a taxa de variação desses momentos, de tal maneira que a escolha da função $f(t)$ na derivação das soluções é bastante arbitrária.

De acordo com a Eq. 3.3.1 uma análise do movimento relativo de duas partículas com velocidades mutuamente correlacionadas pode possibilitar, pelo menos, a determinação do estágio do processo de difusão em que as soluções são aplicáveis. Com base na análise dimensional de BATCHELOR (1952) o processo de difusão pode ser dividido em tres estágios:

pequena escala $\sigma \ll L$

escala intermediária $\sigma_0 \ll \sigma \ll L$

grande escala $\sigma \gg L$

onde σ_0 é o raio médio, e L uma "escala de comprimento" dos vórtices. Próximo ao ponto de injeção as correlações mútuas entre as velocidades das partículas na nuvem serão aproximadamente unitárias, isto é, correlação total. Neste caso uma análise do caso de duas partículas indica que a variação do raio médio é diretamente proporcional ao tempo: $\sigma \sim t$. De outro lado, quando o tempo é grande, a variação do raio médio é proporcional à raiz quadrada do tempo $\sigma \sim \sqrt{t}$, e, as dimensões da nuvem podem ser tão grandes ($\sigma \gg L$) que não existem correlações significativas.

De acordo com a análise dimensional de Batchelor, o processo de difusão na escala intermediária seguirá a chamada lei dos 4/3, isto é, $\sigma^2 \sim t^{3/2}$.

Nesta base, as soluções mencionadas podem ser classificadas em relação à "escala de comprimento" L e entre si.

Assim, deve-se esperar que a solução de Joseph e Sendner ou a solução de Okubo e Pritchard estimarão a dispersão relativa na fase inicial do processo; a partir de então uma das soluções de Obukhov, Okubo e Ozmidov, e, finalmente, a solução de Fick.

Apenas as soluções de Okubo e Pritchard ($\sigma^2 = w^2 t^2$), de Obukhov ($\sigma^2 = \beta^3 t^3$) e a de Fick ($\sigma^2 = 4Dt$) são baseados na distribuição Gaussiana. É evidente que a solução de Fick deve ser uma solução assintótica de grande escala, porque, em princípio, não há diferença entre uma descrição absoluta e relativa num processo em grande escala.

3.4 DISPERSÃO ABSOLUTA.

A dispersão absoluta corresponde ao efeito combinado da dispersão do centro de massa e da dispersão relativa.

Se uma velocidade média de escoamento U_1 pode ser definida, o processo de dispersão, a grandes distâncias do ponto de injeção, pode ser estimado pela dispersão do centro de massa apenas. Por outro lado, próximo ao ponto de injeção, sendo impossível definir uma velocidade média, uma descrição geral do processo de dispersão deve ser uma combinação dos dois mecanismos: dispersão relativa e dispersão de uma única partícula.

Porém, uma descrição estatística completa desta combinação é quase impossível de se conseguir, mesmo no caso de turbulência homogênea e isotrópica. OKUBO (1962) apresenta modelos bastante complicados, para condições ideais, baseados em várias hipóteses.

Devido às diferenças físicas dos dois mecanismos, é óbvio que as distribuições de concentração estabelecidas com base apenas nas variâncias do centro de massa (Sec. 3.2), fornecerão uma taxa de dispersão muito maior do que distribuições baseadas apenas nas variâncias de uma nuvem de partículas, e, por continuidade, subestima a concentração no eixo do campo de traçador (ou de esgotos) e subestima a concentração perto do ponto de injeção (ou de descarga).

3.5 MODELOS PARA FLUXO CONTÍNUO.

A distribuição resultante de uma descarga contínua é obtida pela superposição de nuvens de partículas, isto é, um número infinito de "nuvens Gaussianas" superpostas. Fig. 7a.

Se a intensidade relativa da turbulência não é muito grande a convecção será o fator dominante, sobrepujando em magnitude a componente da difusão, que pode ser desprezada na direção da convecção. Desta forma, o fluxo contínuo é do tipo de "discos elementares", proposto por FRENKIEL (1953) Fig. 7b.

Baseado neste tipo de configuração (discos elementares), GIFFORD (1959) propôs uma série de modelos para fluxos contínuos levando em consideração o efeito da dispersão relativa e a dispersão do centro de massa (meandramento). Estes modelos são baseados na suposição de distribuição Gaussiana dentro de cada disco elementar, bem como uma forma Gaussiana para a distribuição do centro de massa ao longo do eixo.

Há bases experimentais para a aplicação de uma distribuição de concentração Gaussiana em qualquer seção perpendicular à direção do fluxo, quando:

1. a distribuição de velocidade é constante e u uniforme,
2. as injeções de partículas são concentradas

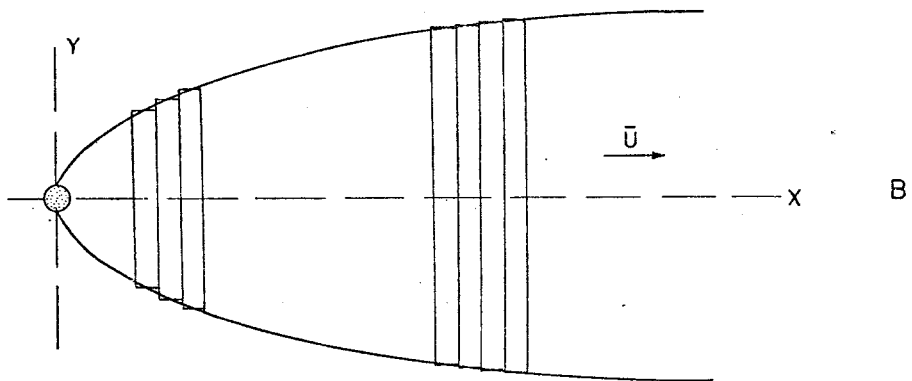
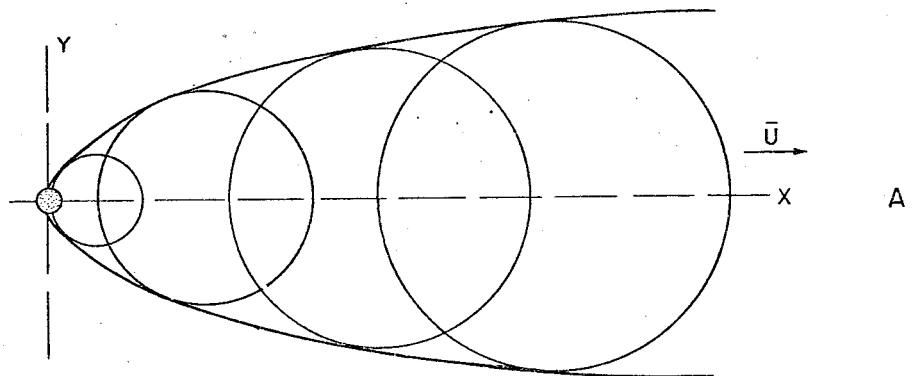


FIGURA 7

num ponto $(0,0,0)$, e

3. a turbulência é homogênea, embora a análise estatística possa questionar as bases teóricas da distribuição Gaussiana quando os movimentos das partículas são mutuamente correlacionados, OKUBO (1962).

Devido à dispersão inicial causada pelo jato, quando as partículas são lançadas no fundo do mar, a segunda condição pode dificilmente ser preenchida - especialmente em se tratando de um emissário provido de difusores. Em geral, entretanto, o interesse é estimar a distribuição de concentração a uma determinada distância do ponto de descarga, onde a condição inicial não influi no tipo de distribuição. Desta forma, a distribuição normal é aceitável e representativa a uma determinada distância do ponto de injeção:

$$C(x_1, x_2, x_3) = C(x, 0, 0) \exp \left(- \frac{x_2^2}{2\sigma_2^2} - \frac{x_3^2}{2\sigma_3^2} \right) \quad 3.5.1$$

A constante é determinada pela condição de continuidade:

$$C_0 Q_0 dt = u_1 dt \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} C(x_1, x_2, x_3) dx_2 dx_3 \quad 3.5.2$$

onde C_0 é a concentração inicial e Q_0 a taxa de descarga.

Levando-se a equação 3.5.1 na equação 3.5.a e integrando-se, tem-se

$$C(x_1, 0, 0) = \frac{C_0 Q_0}{2\pi\sigma_2\sigma_3 u_1} \quad 3.5.3$$

Em regiões com estratificação estável e bem definida é justificável se desprezar a difusão vertical.

$$C(x_1, x_2) = C(x_1, 0) \exp\left(-\frac{x_2^2}{2\sigma_2^2}\right) \quad 3.5.4$$

$$C_0 Q_0 dt = \delta \cdot dx_1 \int_{-\infty}^{\infty} C(x_1, x_2) dx_2 \quad 3.5.5$$

onde " δ " é a espessura da camada estratificada.

Assim,

$$C(x_1, 0) = \frac{C_0 Q_0}{\sqrt{2\pi} \sigma_2 u_1 \delta} \quad 3.5.6$$

Se $\sigma_2^2 \sim t^2$, então $C(x_1, 0) \sim t^{-1}$, e, se há ocorrência de difusão vertical com uma variância $\sigma_3^2 \sim t^2$, então $C(x_1, 0, 0) \sim t^{-2}$.

A espessura " δ " do campo de esgotos \bar{e} , muitas vezes, um parâmetro difícil de se medir. Neste caso podemos substituir " δ " por " B ", a largura do jato no momento em que o campo de esgotos \bar{e} estabelecido, isto é, quando o jato atinge uma posição em que o momentum não influi mais, e a força de empuxo tem uma influência limitada.

Se a distribuição de concentração neste ponto é $C_0^1(x_2)$, por continuidade, temos:

$$C_0 Q_0 = u_1 \delta \int_{-B/2}^{B/2} C_0^1(x_2) dx_2 \quad 3.5.7$$

sendo eliminado o parâmetro $u_1 \delta$ quando colocada a expressão na fórmula para o cálculo de $C(x_1, 0)$.

No caso de um difusor com jatos múltiplos, $C_0^1(x_2)$ pode ser considerado aproximadamente constante na largura " B " do campo de esgotos. Assim,

$$C_0 Q_0 = u_1 \delta B C_0^1 \quad 3.5.8$$

O cálculo de $C_o^1(x_2)$ será considerado um problema de jato difusão, podendo ser encontrado em CEDERWALL (1968), HANSEN (1970).

Neste caso a distribuição de concentração no campo de esgotos, que pode ser superficial, é:

$$C(x_1, x_2) = \frac{B c_o^1}{\sqrt{2\pi} \sigma_2} \exp\left(-\frac{x_2^2}{2\sigma_2^2}\right)$$

3.6 EQUAÇÃO DIFERENCIAL DA DIFUSÃO.

65.

As soluções apresentadas até agora são válidas apenas para casos ideais, isto é, campos de turbulência estacionários e homogêneos. Porém, condições de contorno podem tornar inviáveis a utilização destas soluções, devendo ser necessário se recorrer a uma descrição diferencial da difusão. Por considerações de balanço de massa, a equação da difusão se torna:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (c u_i) = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_i \frac{\partial c}{\partial x_i} \right) \quad i = 1, 2, 3$$

3.6.1

Em condições estacionárias a taxa de dispersão local $\partial c / \partial t$ é zero. Desprezando-se a difusão na direção do escoamento (x_1), a equação se reduz a

$$u_1 \frac{\partial c}{\partial x_1} = \frac{\partial}{\partial x_2} \left(D_2 \frac{\partial c}{\partial x_2} \right) + \frac{\partial}{\partial x_3} \left(D_3 \frac{\partial c}{\partial x_3} \right)$$

3.6.2

Considerando-se D_2 e D_3 independentes de x_2 e x_3 , tem-se:

$$u_1 \frac{\partial c}{\partial X_1} = D_2 \frac{\partial^2 c}{\partial X_2^2} + D_3 \frac{\partial^2 c}{\partial X_3^2} \quad 3.6.3$$

equação conhecida da teoria da difusão molecular.

Esta equação pressupõe, entretanto, a definição de coeficientes de difusão constantes, e, que as variâncias das distribuições Gaussianas sejam proporcionais ao tempo "t" (ou X_1). Num campo de difusão turbulenta, isto só pode ser esperada para longos tempos de difusão.

Se distribuições Gaussianas são observadas para tempos de difusão pequenos, uma equação diferencial do tipo da equação 3.6.2, pode ser usada, mas ainda assim os coeficientes não podem ser considerados constantes.

Soluções analíticas da equação 3.6.2 requerem a representação de u e D em forma de função; mas, as condições de contorno frequentemente necessitam de métodos de solução numéricos.

3.7 PARÂMETROS DA DIFUSÃO.

Os parâmetros de difusão são definidos por quantidades estatísticas muito complicadas. Por exemplo, o coeficiente de difusão \mathcal{D} , é definido como:

$$\mathcal{D} = \overline{u^2} \int_0^{\infty} R_L(\tau) d\tau = \overline{u^2} T_L \quad 3.7.1$$

onde $\overline{u^2}$ é a variância da parte flutuante da velocidade e

$$R_L(\tau) = \frac{\overline{u(t) \cdot u(t+\tau)}}{\overline{u^2}}$$

é o coeficiente de correlação de Lagrange ENGELUNG (1969). Na solução de Obukhov o parâmetro da difusão é $\beta - \epsilon^{1/3}$ sendo ϵ dissipação de energia,

$$\epsilon = \frac{\overline{u^3}}{L} \quad 3.7.2$$

onde L = escala Euleriana de "comprimento" integral (Eulerian integral length scale).

De um ponto de vista prático é desejável substituir estes parâmetros estatísticos, por parâmetros que, mais facilmente, possam correlacionar a difusão com condições oceanográficas e meteorológicas, de uma maneira mais simples e direta.

Em investigações sobre escoamento turbulento cizalhante é comum se adotar algumas hipóteses de similaridade para a estrutura do escoamento com números de Reynolds grandes TOWNSEND (1956).

No caso de canais bidimensionais as variáveis que caracterizam o escoamento são consideradas não dimensionais em relação à profundidade, " d ", e à velocidade de fricção, u_f , podendo, então ser expressas como funções das coordenadas não dimensionais x_i/d , desde que o número de Reynolds seja suficientemente grande. Desta forma podem ser obtidas as bem conhecidas equações:

$$u_0 - u = u_f \cdot f(x_3/d) \quad (\text{The defect law}) \quad 3.7.3$$

$$-\overline{u_1 u_3} = u_f^2 \cdot g(x_3/d) \quad 3.7.4$$

onde x_3 é a distância a partir da superfície da água. Os termos " f " e " g " são funções universais.

A equação 3.7.4 é fácil de interpretar desde que o termo à esquerda é a tensão de cisalhamento turbulenta " τ " (tensão de Reynolds). Para escoamento em canal bidimensional a equação é

$$\frac{\tau}{\rho} = - \overline{u_1 u_3} = u_f^2 \frac{x_3}{d} \quad 3.7.5$$

porque a tensão de cisalhamento desaparece na superfície.

Por similaridade as flutuações padrão podem ser expressas pelas relações:

$$\underline{u}_1 = u_f \cdot a(x_3/d) \quad 3.7.6$$

$$\underline{u}_2 = u_f \cdot b(x_3/d) \quad 3.7.7$$

$$\underline{u}_3 = u_f \cdot h(x_3/d) \quad 3.7.8$$

onde " a ", " b " e " h " são também funções universais.

As flutuações padrão na superfície são diretamente proporcionais à velocidade de fricção.

Continuando esta linha de raciocínio, as escalas de tempo e comprimento ("length scale") podem ser expressas de maneira extremamente simples ENGELUNG (1969). Segundo Englung os coeficientes de difusão horizontal se tornam:

$$D_1 = 0.045 u_1 d \quad 3.7.9$$

$$D_2 = 0.22 u_\delta d \quad 3.7.10$$

Se se considerar que o transporte turbulento de massa e o momentum são aproximadamente similares (analogia de Reynolds), o coeficiente de difusão vertical \bar{e}

$$D_3 = 0.07 u_\delta d \quad 3.7.11$$

Em escoamentos oceânicos o número de Reynolds \bar{e} normalmente muito grande, e assim, o coeficiente de fricção

$$\delta = \frac{2 u_\delta^2}{v^2} \quad 3.7.12$$

pode ser considerado independente do número de Reynolds.

V é a velocidade média em relação à profundidade

$$V = \frac{1}{d} \int_0^d u(x_3) \cdot dx_3$$

De acordo com várias experiências, OKUBO (1962), o valor de " δ " tenderá para um mínimo em torno de 0.0020-0.0025, quando a turbulência é puramente gerada no fundo ou numa interface com uma corrente secundária (especialmente no caso de uma camada estagnada sobre o fundo do mar). Desta forma é razoável se considerar:

$$D_1 \sim u_1 d \sim u_\delta d$$

$$D_2 \sim u_1 d \sim u_\delta d \quad 3.7.13$$

$$D_3 \sim u_1 d \sim u_\delta d$$

Para tempos de difusão pequenos pode-se ter que usar um parâmetro chamado velocidade de difusão. A teoria de similaridade nos dá, como indicado anteriormente, na superfície,

$$\underline{u}_1 \sim u_\delta \quad 3.7.14$$

$$\underline{u}_2 \sim u_\delta \quad 3.7.15$$

então, para escoamentos no oceano

$$\underline{u}_1 \sim u_1$$

3.7.16

$$\underline{u}_2 \sim u_1$$

isto \bar{u} , são independentes da profundidade.

Isto indica que a difusão em pequena escala pode ser descrita por um parâmetro que depende apenas da velocidade de fricção no fundo.

Porém, \underline{u} \bar{u} é um parâmetro da difusão apenas quando as partículas marcadas (partículas do traçador, por exemplo) se movem por todo o campo sem correlação mútua ($\sigma^2 = \bar{u}^2 t^2$). No caso da difusão relativa de uma nuvem de partículas, o parâmetro da difusão (w , por exemplo) representa uma velocidade de expansão que pode diferir de \underline{u} , porque as velocidades das partículas são mutuamente correlacionadas.

Neste ponto é razoável sugerir que este parâmetro (w) também depende apenas de u_f e portanto de u_1 .

Não há dúvidas de que grande parte da turbulência na superfície é gerada pela tensão de cisalhamento, exercida pelo vento sobre a superfície do mar. Para correlacionar os parâmetros da difusão com a velocidade do vento

deve-se calcular a quantidade de energia turbulenta causada pela tensão de cisalhamento do vento. Porém, pouco se sabe sobre os mecanismos físicos através dos quais a energia é transportada através da interface ar-água.

Em analogia à tensão de cisalhamento no fundo, é usual introduzir-se uma tensão de cisalhamento aparente, devido ao vento, equação 2.4.1.

A experiência parece indicar que

$$0.95 < C_d \cdot 10^3 < 1.5 \quad \text{DEACON (1960)} \quad 3.7.17$$

Colocando

$$\tau_w = 1.2 \cdot 10^{-3} \rho_a \cdot w^2$$

a velocidade de fricção gerada pelo vento sobre a água se torna

$$u_{fw} = \sqrt{\frac{\tau_w}{\rho}} = \sqrt{\frac{1.2 \cdot 10^{-3} \rho_a \cdot w^2}{\rho}} = 1.2 \cdot 10^{-3} \cdot w$$

onde ρ é a densidade da água.

Nesta interpretação o cisalhamento do vento é tratado analogamente ao cisalhamento no fundo. Desta forma é razoável se supor que o coeficiente de difusão na cama da superficial é da forma

$$D = \text{const.} \cdot u_{fw} \cdot d \quad 3.7.19$$

quando o cisalhamento do vento é o único fator gerando turbulência. De certa forma isto é um postulado, porém, plausível.

Em geral, a difusão turbulenta é o resultado da turbulência gerada na superfície e no fundo, portanto, um coeficiente total de difusão é sugerido CEDERWALL (1968):

$$D = \text{const.} (u_f + u_{fw}) \cdot d \quad 3.7.20$$

Em escoamentos estratificados não é válida a analogia de Reynolds. Tem sido feitos esforços no sentido de estabelecer teorias para o transporte de massas no sentido vertical, mas com resultados pobres do ponto de vista prático. Sob este ponto de vista, o mais importante é se

dispor de estatísticas da estabilidade da distribuição vertical de densidades. O número de Richardson \bar{e} é uma possibilidade:

$$R_i = g \frac{\partial \rho}{\partial z} / \rho \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad 3.7.21$$

que, como já foi dito, expressa a estabilidade dinâmica. Mas, o número de Richardson \bar{e} é difícil de ser utilizado na prática, especialmente porque envolve um gradiente de velocidade à segunda potência: é pouco provável que se consiga medir um perfil de velocidades com suficiente grau de precisão. Usualmente, \bar{e} é mais simples, se obter gradientes de densidade.

HARREMOES (1968) relacionou o coeficiente de difusão vertical apenas com a estratificação de densidade. A partir de experiências realizadas no "Sound" entre a Suécia e a Dinamarca, é sugerida a seguinte relação empírica:

$$D_3 = 5 \cdot 10^{-5} \left(\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta z} \right)^{-2/3} \quad \text{m}^2/\text{seg} \quad 3.7.22$$

Do ponto de vista teórico esta relação não é suficiente, porque D_3 tenderia para infinito na ausência de gradiente de densidade, o que contraria fatos observáveis.

KULLENBERG (1968), (1971), (1971a), (1972), que tem trabalhado com difusão vertical, tanto empírica como teoricamente, aplica o seguinte parâmetro de estratificação:

$$N^2 = \frac{g}{\rho} \cdot \frac{\Delta\sigma_t}{\Delta z} \cdot 10^{-3} \quad 3.7.23$$

onde $\sigma_t = (\rho - 1) \cdot 10^3$. Além disto Kullenberg usa o gradiente vertical do vetor de corrente horizontal (o cisalhamento),

$$\left| \frac{\Delta u}{\Delta z} \right|$$

Estes dois parâmetros são calculados para a profundidade em que se encontra o traçador, e o seguinte coeficiente de difusão vertical é proposto:

$$D_3 = 8.9 \cdot 10^{-8} \cdot \frac{W^2}{N^2} \left| \frac{\Delta u}{\Delta z} \right| \quad 3.7.24$$

onde W é a velocidade do vento.

A comparação das fórmulas propostas por HARREMOES e KULLENBERG para o cálculo do coeficiente de difusão vertical mostra, inicialmente, que o gradiente de densidade

$$\frac{\Delta\sigma_z}{\Delta z}$$

aparece no denominador de ambas, porém, elevados a potências diferentes.

Harremoes, a partir de dados experimentais (experiências realizadas no "Sound" entre a Suécia e Dinamarca), propôs uma dependência do D_3 apenas em relação ao gradiente de densidade elevado à potência $2/3$. Evidentemente, as incertezas introduzidas quando são desprezadas a influência do vento e do gradiente de corrente, estão contidas na constante $5 \cdot 10^{-5}$.

A fórmula de Kullenberg, além de apresentar o gradiente de densidade elevado à potência primeira, introduz o efeito do vento e do gradiente de velocidades (efeito do cisalhamento). Como foi dito anteriormente, o gradiente de velocidade é difícil de se medir com precisão, mas na fórmula de Kullenberg, este gradiente aparece elevado apenas à primeira potência.

Através de exemplos numéricos (Cap. 6) pode-se mostrar que os coeficientes de difusão calculados através

das duas fórmulas são da mesma ordem de grandeza. Portanto, a escolha de uma ou outra fórmula vai depender dos da dos disponíveis e das imprecisões inerentes a cada um de les.

3.8 DECAIMENTO BACTERIOLÓGICO.

O efeito da diluição puramente física sobre um campo de esgotos, é apenas o de aumentar as distâncias entre as partículas, não diminuindo o seu número total.

Não se considerando a adsorção de bactérias por sedimentos em suspensão e sua sedimentação, pode-se dizer que a diluição total é produto da diluição puramente física pela inativação das bactérias.

O decaimento bacteriológico é uma reação de primeira ordem - a taxa de decréscimo é proporcional à concentração instantânea.

$$\frac{dc}{dt} = -Kc \quad 3.8.1$$

onde "K" é uma constante característica, podendo ser chamado constante de decaimento [$K - (\text{horas}^{-1})$].

A solução desta equação é:

$$c = c_* \exp(-Kt) \quad 3.8.2$$

ou

$$c = c_* \exp\left(-2.3 \frac{t}{T_{90}}\right) \quad 3.8.3$$

onde " C_0 " é a concentração inicial e T_{90} é o tempo necessário para o desaparecimento de 90% das bactérias.

A determinação do T_{90} deve ser realizada experimentalmente.

Um T_{90} de aproximadamente 1.0 hora foi determinado para a área do Rio de Janeiro ("MARINE SEWAGE DISPOSAL SYSTEM FOR RIO DE JANEIRO" - 1969).

4. O EMPREGO DE TRAÇADORES.

4.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS.

Nos últimos anos foram introduzidas novas técnicas de traçadores como um meio de prever a poluição no mar. A introdução de novos métodos vem proporcionando um melhor conhecimento dos processos de diluição em águas receptoras, e, aumentou consideravelmente a precisão com que estes processos podem ser investigados em relação a problemas práticos de despejos de efluentes no mar.

Por traçadores, não necessariamente, se quer dizer traçadores radioativos. Em cada caso a ser estudado, deve-se primeiramente considerar se um estudo com traçadores pode trazer benefícios, e, em seguida, qual o traçador que apresenta melhores características para o caso em questão.

Tanto os traçadores radioativos (principalmente Bromo 82) quanto os corantes (Rodamina B) têm sido muito utilizados na simulação do comportamento dos esgotos lançados no mar.

Não se considerando casos específicos, uma comparação entre as vantagens e desvantagens dos traçadores radioativos e dos corantes aponta os primeiros como mais úteis-QUIRK, LAWLER e MATUSKY (1969).

Das vantagens apresentadas pelos traçadores radioativos algumas das mais importantes são: facilidade em se detetar baixas concentrações, estabilidade química e física, taxa de decaimento constante e conhecida, e, constância de suas características, o que elimina o traçador como uma variável quando os resultados são generalizados.

Em contrapartida, os corantes sofrem mudanças de características quando entram em contato com a água do mar por influência de fatores como: incidência de luz, reações químicas com o meio ambiente, turbidez, temperatura, etc, além de sua taxa de decaimento ser dependente das características do meio ambiente.

Por outro lado, alguns autores apontam como desvantagens dos traçadores radioativos, a dificuldade de manuseio, a necessidade de mão de obra qualificada, possível contaminação por acidentes, e o custo do equipamento necessário. Entretanto, estes argumentos não são aplicáveis ao caso da Divisão de Radioisótopos, que, com vasta experiência no campo de aplicações de radioisótopos, conta com pessoal qualificado e possui todo o equipamento necessário.

Como a principal finalidade do uso de traçadores é a de simular o comportamento de um campo de esgotos, a técnica aparentemente mais útil é a de injeção contínua de traçador. Entretanto, a interpretação dos dados pode se tornar impossível se uma experiência é realizada num tem

po longo. Normalmente os traçadores tem um decaimento natural e, conseqüentemente, todas as concentrações medidas devem se referir a um mesmo tempo. Entretanto, é muitas vezes impossível definir o tempo decorrido desde a injeção, para uma determinada concentração medida.

A injeção instantânea de um traçador com decaimento é normalmente a técnica mais usada. A quantidade de traçador é pequena e fácil de manusear. A injeção é a mais simples possível e o rastreamento da nuvem formada é facilmente executada.

No esquema apresentado na Fig. 8 pode-se ter uma ideia do uso de traçadores no complexo que é um estudo geral de controle de poluição em áreas costeiras.

A aplicação de traçadores neste ramo da engenharia tem sido muito bem sucedido, porque:

1. complementa os métodos clássicos de estudos de correntes. O movimento de uma massa de água marcada pode ser acompanhado por longas distâncias, reduzindo a utilização de correntômetros e/ou bóias.
2. suplementa os estudos clássicos de correntes. A dispersão dos esgotos é determinada diretamente das medidas, e, estes resultados são diretamente aplicáveis na interpretação de dados biológicos.

3. demonstra diretamente as conseqüências do lançamento em áreas alternativas, tornando possível uma escolha mais racional.

Fig. 8

APLICAÇÃO DE TRAÇADORES NO CONTRÔLE DE POLUIÇÃO COSTEIRA		
<u>Aspectos da poluição</u>	<u>Aspectos físicos</u>	<u>Traçadores</u>
Esgotos domésticos	{ <ul style="list-style-type: none"> Literatura "Know-how" disponível Mapas topográficos Vazão dos efluentes Vazão de água potável Medidas de ventos Salinidade Temperatura Correntes Estudos com traçadores Modelos de dispersão. Jato-difusão Hidráulica de Costas Eng. de Costas. 	{ <ul style="list-style-type: none"> Transporte Dispersão Diluição Balanco de massa
Tratamento de esgotos		
Aspectos Físicos		
Saude Pública		
Microbiologia		
Cadeias de alimentação		
Toxicologia		
Nutrição		

O transporte convectivo, por correntes oceânicas por exemplo, é do maior interesse na disposição oceânica de esgotos. A velocidade de transporte pode ser deduzida diretamente de um estudo com traçadores. A Fig. 9 indica, em linha interrompida, o trajeto da concentração máxima das nuvens de traçador. As velocidades de corrente são determinadas diretamente, dividindo-se a distância percorrida pelo intervalo de tempo entre duas nuvens.

As mesmas observações sobre velocidades de transporte podem ser obtidos através do uso de correntômetros e/ou bóias. Um correntômetro fornece a velocidade e direção de corrente num ponto fixo há uma profundidade determinada. Deve-se considerar que uma cobertura completa de um campo de transporte só pode ser conseguida através de um grande número de medidas. No que se refere a mão de obra envolvida e à validade da previsão, os traçadores fornecem dados muito superiores.

Estudos de correntes podem, também, ser realizadas com o uso de bóias. Em princípio, a utilização de um conjunto de bóias é uma técnica que oferece boas condições para o estudo de correntes. Entretanto, para se achar o movimento verdadeiro da água, devem ser feitas correções para compensar o efeito do vento, o que, muitas vezes é tarefa difícil e imprecisa. Para baixas velocidades de corrente, o uso de bóias dificilmente pode ser justificado, pois o vento apenas, poderia determinar o movimento das bóias.

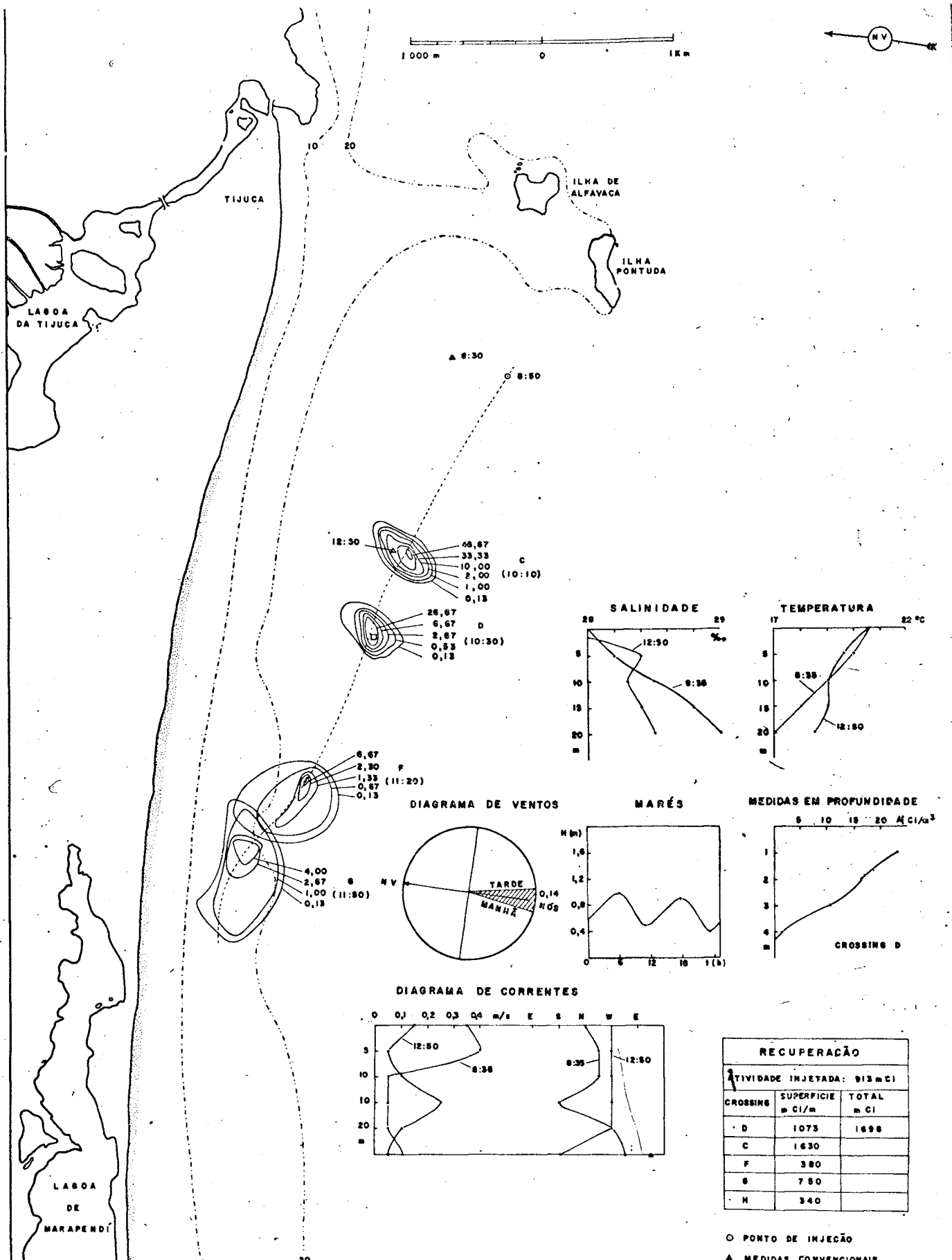


FIGURA 9

○ PONTO DE INJEÇÃO
 ▲ MEDIDAS CONVENCIONAIS
 UNIDADE - $\mu\text{Ci}/\text{m}^3$
 □ MEDIDA DE PROFUNDIDADE

DIV. RADIOISÓTOPOS I. P. R. C.P. 1941 BH - MG		CLIENTE - SURSAN-IES- RIO DE JANEIRO POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA		
CURVAS DE ISOCONCENTRAÇÃO 27/8/71				
PROJETO	DES. L. A. 9-11-71	R. A. M. 11-11-71	DESENHO	
	APR. P. A. 9-11-71	R.	Nº BT / 3A	

O espalhamento e diluição do campo de esgotos po de ser considerado como o efeito superposto da convecção e da dispersão. Dispersão é o efeito combinado da difusão turbulenta e da convecção relativa. A dispersão é julgada diretamente do estudo com traçadores. A Fig. 9 mostra a expansão da nuvem enquanto é transportada pela corrente. Uma expressão numérica desta expansão é obtida através da determinação dos parâmetros de uma equação de dispersão (Cap. 3, 5 e 6).

Das diversas teorias existentes, a selecionada pa ra um determinado problema deve sempre ser ajustada às condições oceanográficas da área a ser estudada. O ajuste de uma teoria geral é feito através de estudos com traçadores HARREMOES (1967):

A diluição dos efluentes pode ser calculada diretamente a partir de um estudo com traçadores HARREMOES (1966). Uma técnica de integração numérica é utilizada, tendo por base as seguintes idéias:

1. A injeção instantânea de traçador é considerada uma fração do fluxo contínuo do efluente.

2. As condições oceanográficas são estacionárias de maneira que frações diferentes do fluxo contínuo te não um comportamento idêntico no corpo d'água receptor.

3. Nestas condições, a posição e extensão de ca da fração do fluxo contínuo é conhecida, apenas se o mo

vimento completo de uma das frações é medido. Isto é precisamente o que acontece durante o trabalho de simulação com traçadores.

A contribuição do uso de traçadores em problemas de lançamentos de efluentes domésticos e industriais no oceano, aparentemente pequena - Fig. 8 - tem sido muito valiosa tanto do ponto de vista prático, de engenharia, quanto no que diz respeito ao desenvolvimento de teorias de dispersão.

4.2 METODOLOGIA.

4.2.1 O MATERIAL RADIOATIVO.

O radioisótopo utilizado pela Divisão de Radioisótopos tem sido o Br^{82} , obtido a partir da irradiação de brometo de amônia (NH_4Br). Para facilitar o manuseio o brometo de amônia (inativo) em pó é prensado em pastilhas de aproximadamente 12 gramas.

Para a irradiação estas pastilhas são colocadas nos tubos de irradiação distribuídos na mesa giratória do reator do Instituto de Pesquisas Radioativas (Reator Tri-ga Mark I com potência de 250 kw) de forma a obter uma irradiação aproximadamente homogênea em todos os tubos. Desta maneira, conhecendo-se, mesmo com uma margem de erro razoável, a atividade de cada pastilha, pode-se variar a quantidade de material a ser injetado, de acordo com as condições da área a ser estudada, no momento da injeção.

Após a irradiação as pastilhas são transferidas para uma blindagem de transporte. Esta operação é realizada na sala do reator, no interior de uma capela com paredes blindadas que possui pinças acionadas do exterior.

No porto, as pastilhas são transferidas da blindagem de transporte, fixa no interior do veículo, para o recipiente onde serão diluídas, utilizando-se uma blindagem leve e uma pinça longa. Por sua vez o recipiente que recebe as pastilhas é acondicionado no interior de uma blindagem

dagem especial, fixa no barco.

Depois de diluídas numa quantidade determinada de água, é retirada uma alíquota para a determinação, em laboratório, da atividade injetada. Esta determinação é feita, com precisão de 5%, numa câmara de ionização.

A injeção do material radioativo é feita simplesmente baixando-se o recipiente até a superfície do mar e entornando-se o conteúdo. Utiliza-se para isto uma haste metálica (aproximadamente 4 metros) munida de um cordel que permite a basculamento do recipiente. Ao material radioativo é adicionado um corante, em geral Rodamina B, para facilitar a localização visual da nuvem e orientar a navegação.

4.2.2 RASTREAMENTO. DETEÇÃO.

Após a injeção a nuvem de traçador radioativo vai sendo dispersada e transportada por convecção. Quando ela atinge um tamanho razoável, que é função da área em estudo e do tamanho da embarcação utilizada, tem início o rastreamento do traçador. Enquanto a nuvem está muito pequena, o rastreamento e a detecção são muito imprecisos, sendo difícil delinear o seu contorno.

A técnica de rastreamento consiste em se cruzar a nuvem em zig-zag, em sentido contrário à direção de corrente. A Fig. 10 ilustra este ponto. A posição do barco de

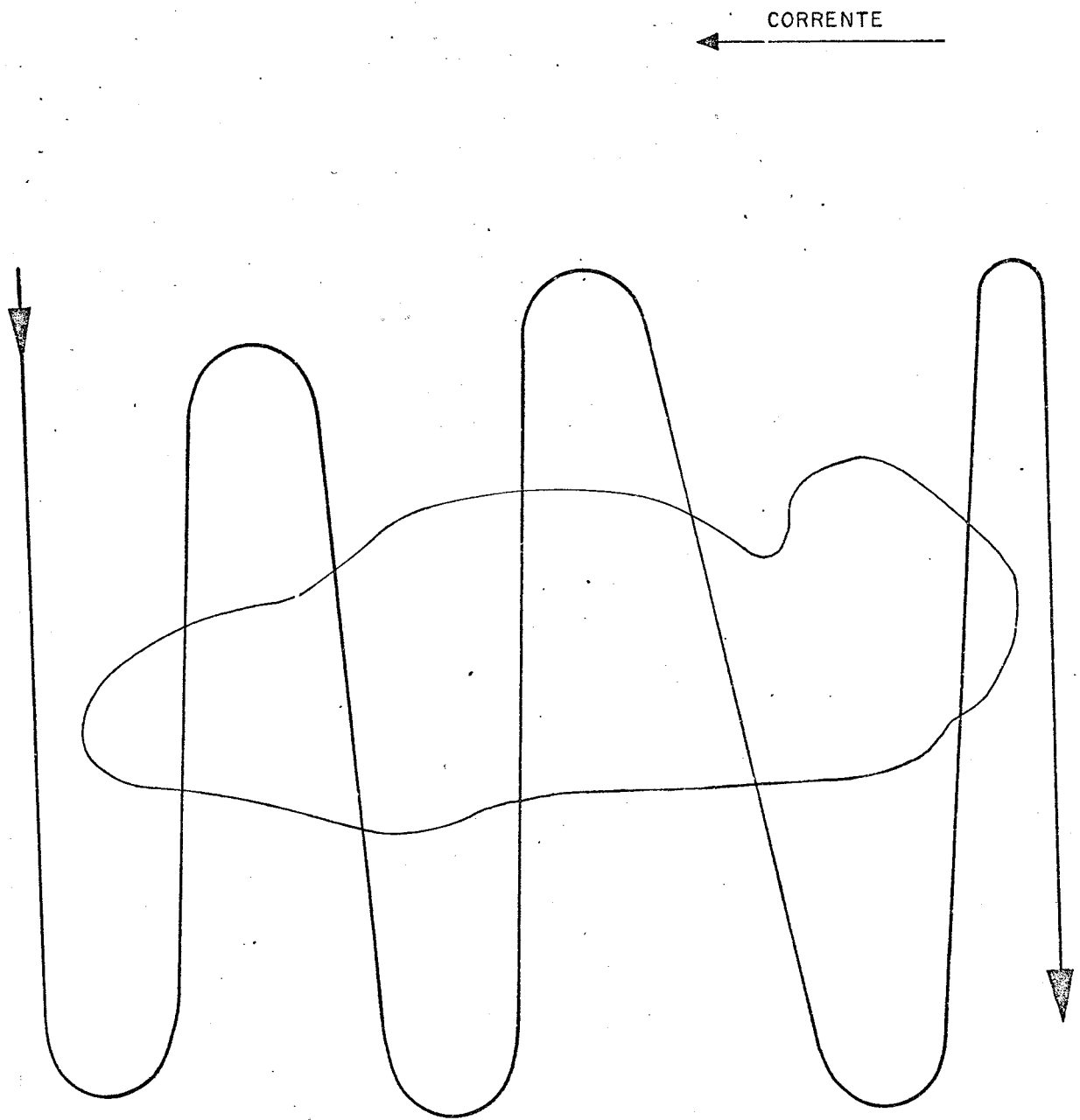


FIGURA 10

ve ser tomada a intervalos regulares, normalmente, de minuto a minuto ou de 30 em 30 segundos, dependendo da velocidade de navegação e das dimensões da nuvem.

O posicionamento do barco pode ser realizado com radar com base em terra ou no barco, com teodolitos, sextantes, etc. Nos trabalhos realizados pela Divisão de Radioisótopos foram utilizados teodolitos, ou barcos equipa dos com radar. No caso do uso de teodolitos os ângulos lidos são transmitidos para bordo por meio de rádio, e anotados. Desta maneira, uma plotagem da rota do barco é feita a bordo. O encarregado da plotagem acompanha o nível de radiação detetada, por meio de um "ratemeter" instalado na mesa de plotagem, orientando a navegação através da nuvem radioativa.

A detecção é feita com contadores de cintilação (SRAT-SPP3 ou BASC), cujas sondas são montadas na amurada da embarcação de modo a ficarem submersos a 1 metro de profundidade. A Fig. 11 mostra um esquema simplificado da montagem.

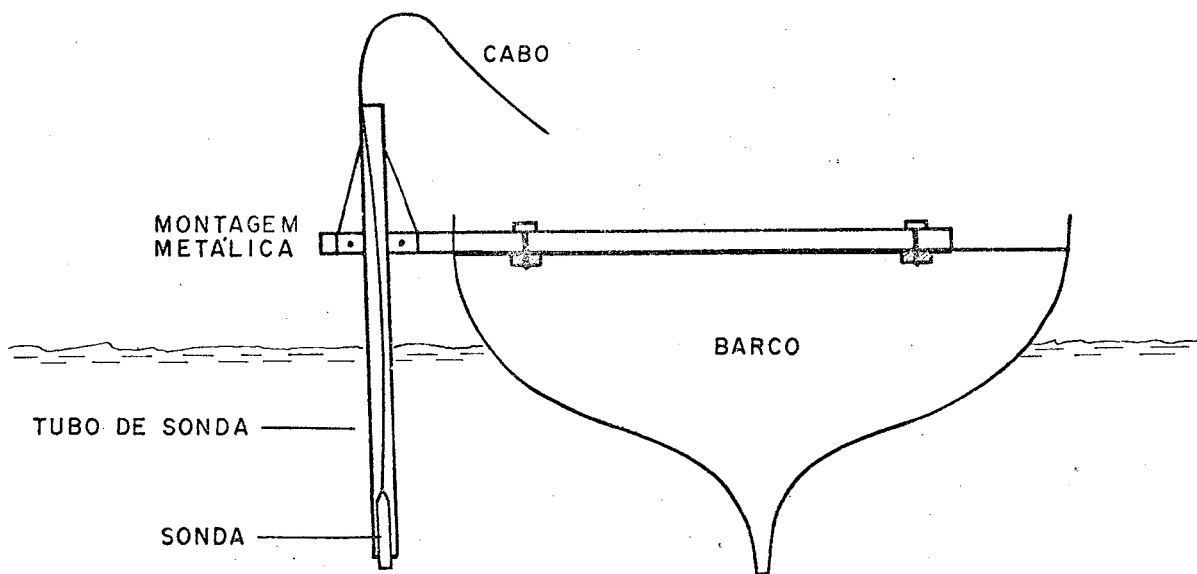
O equipamento usado na detecção e impressão dos dados é o seguinte:

2 "ratemeters" - SRAT-SPP3 (ou BASC) com respecti vas sondas.

1 registrador Hewlett Packard 7100 BM (2 canais)

2 "scalers" Hewlett Packard 5201 L

1 impressora Hewlett Packard 562-A



MONTAGEM DO SUPORTE DA SONDA

FIGURA 11

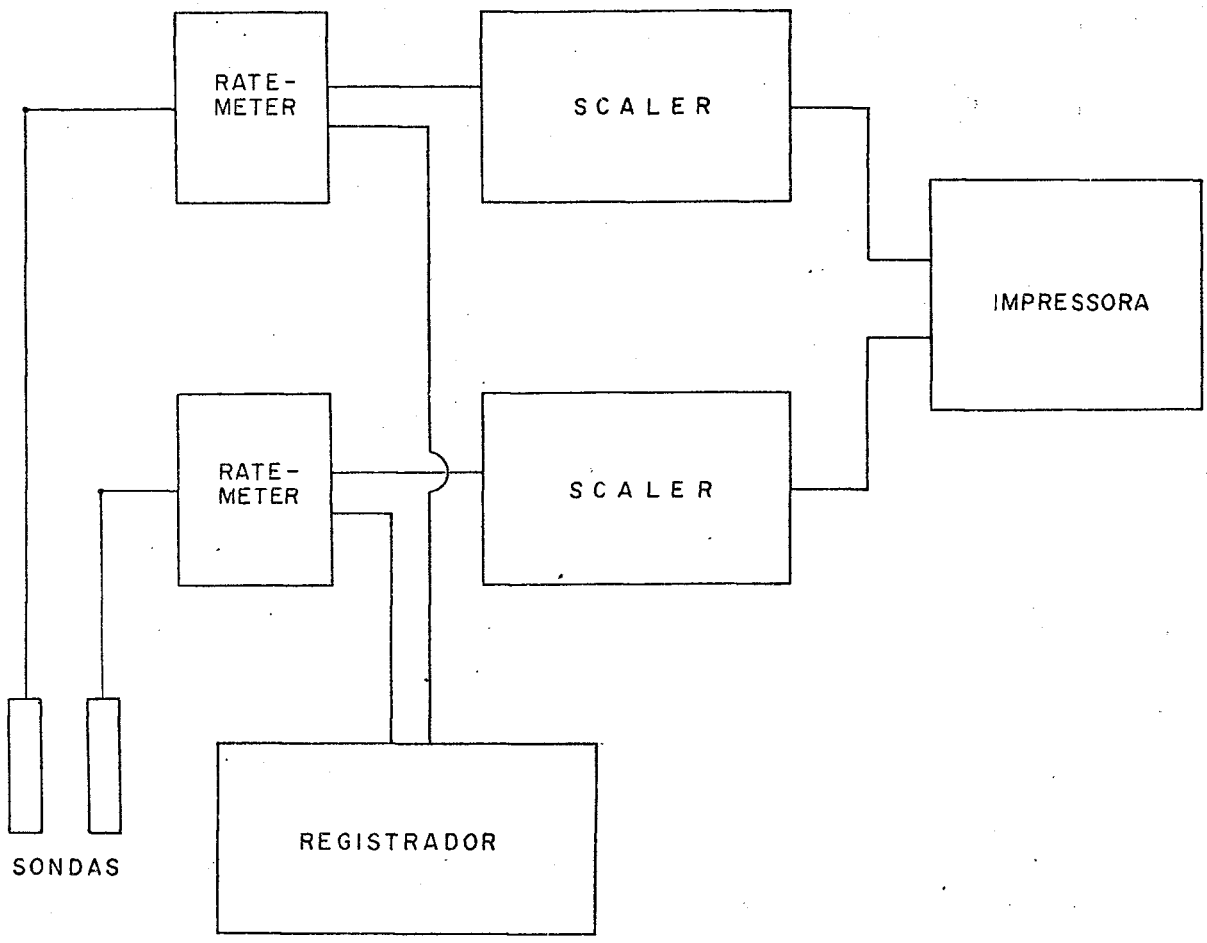


FIGURA 12

A Fig. 12 mostra o esquema de montagem do equipamento de detecção e impressão. A energia é fornecida por um gerador HONDA E.1500 através de uma caixa para controle de frequência e voltagem.

Deve ser notado, entretanto, que o equipamento relacionado não é imprescindível, o que constitui outra vantagem do uso de traçadores radioativos: flexibilidade do equipamento. O rastreamento pode ser feito utilizando-se apenas uma sonda, um "ratemeter" e um registrador, alimentados a bateria.

Por outro lado, visando mecanizar a coleta de dados, pode-se introduzir no circuito um teletipo, onde a posição do barco (ângulos dos teodolitos, por exemplo) é introduzida manualmente e as contagens automaticamente, registrando-se os dados em fita perfurada, que posteriormente alimentará um programa de computador para o traçado das curvas de isocontagens. Este constitui o próximo passo da Divisão de Radioisótopos no sentido de automatizar a coleta e análise dos dados, visando principalmente diminuir o custo dos trabalhos.

Em resumo, o rastreamento da nuvem radioativa e o traçado das curvas de isocontagem é feito relacionando-se o trajeto do barco, cuja posição é anotada de minuto em minuto, com os dados fornecidos pela impressora, que fornece contagens integradas de 10 em 10 segundos. Estas contagens constituem a atividade "vista" pelas sondas na dis

tância percorrida pelo barco em 10 segundos. Além disto, o registrador fornece um registro contínuo desta atividade, e, é munido de um marcador de eventos que é acionado de minuto em minuto.

Após a detecção completa de uma nuvem são feitas medidas em profundidade. Para isto procura-se o ponto de maior atividade da nuvem, e baixando-se uma das sondas toma-se medidas de metro em metro, por exemplo, até que não se encontre sinal de radioatividade. Tem-se assim uma idéia da distribuição vertical da nuvem radioativa.

Com o barco ancorado são realizadas também medidas de direção e velocidade de corrente, salinidade e temperatura da água a várias profundidades. Medidas de direção e velocidade do vento devem também ser realizadas. Estas medidas são de importância fundamental para a análise dos dados, e, idealmente, devem ser realizadas de bordo de um segundo barco, o que permitiria um maior número de medidas, que seriam realizadas enquanto se procede ao rastreamento da nuvem.

Normalmente faz-se o rastreamento do material radioativo injetado até que a nuvem esteja dispersa a ponto de se confundir com a radiação natural ("background"). Os dados obtidos no fim de uma jornada de trabalho se constituem em: bloco com os ângulos que dão o posicionamento do barco, anotados de minuto em minutos; fita da impressora com atividade integrada de 10 em 10 segundos; papel do registrador com o registro contínuo da atividade detetada;

tabela das medidas em profundidade (uma para cada nuvem quando se trabalha com um sô barco); tabela de salinidade e temperatura para cálculo do gradiente vertical de densidade; tabela das medidas de direção e velocidade de corrente. São também registrados a hora da injeção, início e fim do rastreamento de cada nuvem, bem como as condições de tempo e de mar, e outras observações que possam ser úteis na interpretação dos dados.

4.2.3 ANÁLISE DOS DADOS.

A análise dos dados do trabalho de campo é iniciada com a plotagem cuidadosa de toda o trajeto do barco, durante o rastreamento da nuvem. Algumas correções devem ser feitas para se obter as dimensões e a forma real da nuvem.

Durante o rastreamento de uma nuvem esta é transportada pela corrente, e, para se obter a forma real da nuvem, o curso do barco deve ser plotado novamente, levando em consideração a velocidade da corrente. O curso plotado é alterado em correspondência com o movimento no intervalo de tempo transcorrido entre o tempo médio e o tempo de registro de cada ponto. A fig. 13 exemplifica esta correção. Não há necessidade de se mover todos os pontos plotados; para simplificar, move-se apenas os extremos de cada linha, transportando para a nova posição o resto dos pontos que a compoem. Da mesma forma não há necessidade de se plotar a posição do barco durante as curvas,

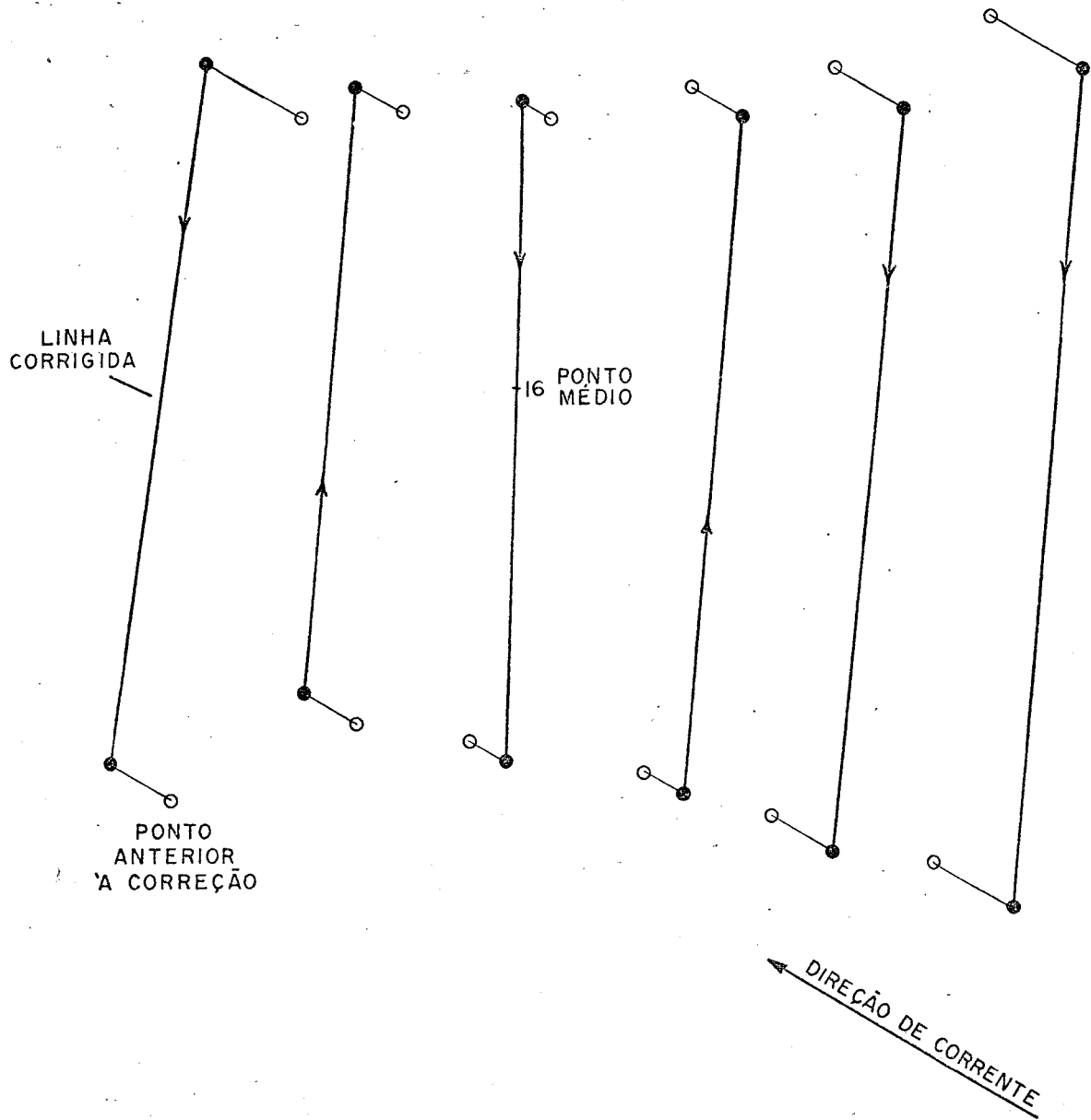


FIGURA 13

isto é, entre o fim e o início de cada linha, desde que esta curva só é feita quando se atravessa totalmente a nuvem e nenhuma atividade é detectada.

Devido ao decaimento radioativo, as contagens obtidas devem ser corrigidas e referenciadas ao tempo em que foi realizada a injeção. Pesquisando-se o papel do registrador e a fita da impressora, determina-se o "background" médio do dia. São considerados pontos ativos aqueles cujas contagens forem iguais ou maiores do que o "background" mais duas vezes o desvio padrão. Naturalmente o "background" deve ser diminuído de todas as contagens. Todas estas correções são efetuadas com um programa da Calculadora 9100 B de Hewlett Packard. Além disto o programa faz a transformação dos dados (fornecidos em contagens por 10 segundos) para cpm (contagens por minuto). Entrando-se com a sensibilidade da sonda $\text{cpm}/\mu\text{Ci}/\text{m}^3$, o programa fornece as concentrações em $\mu\text{Ci}/\text{m}^3$. O cálculo da sensibilidade (calibração) é efetuado em laboratório.

Depois destas correções são plotados os pontos ativos e traçada as curvas de isocontagens, cada curva englobando os pontos de atividade igual ou maior do que o valor dado à curva, Fig. 14.

O próximo passo é o cálculo dos fatores de diluição e o traçado das curvas de isodiluição. O procedimento adotado para este cálculo é apresentado no APÊNDICE 1.

A quantidade de traçador detectado em relação à quantidade injetado, isto é, a parcela recuperada, pode

- O > 150
- Δ > 1500
- x > 5000
- ▲ > 15000
- > 30000

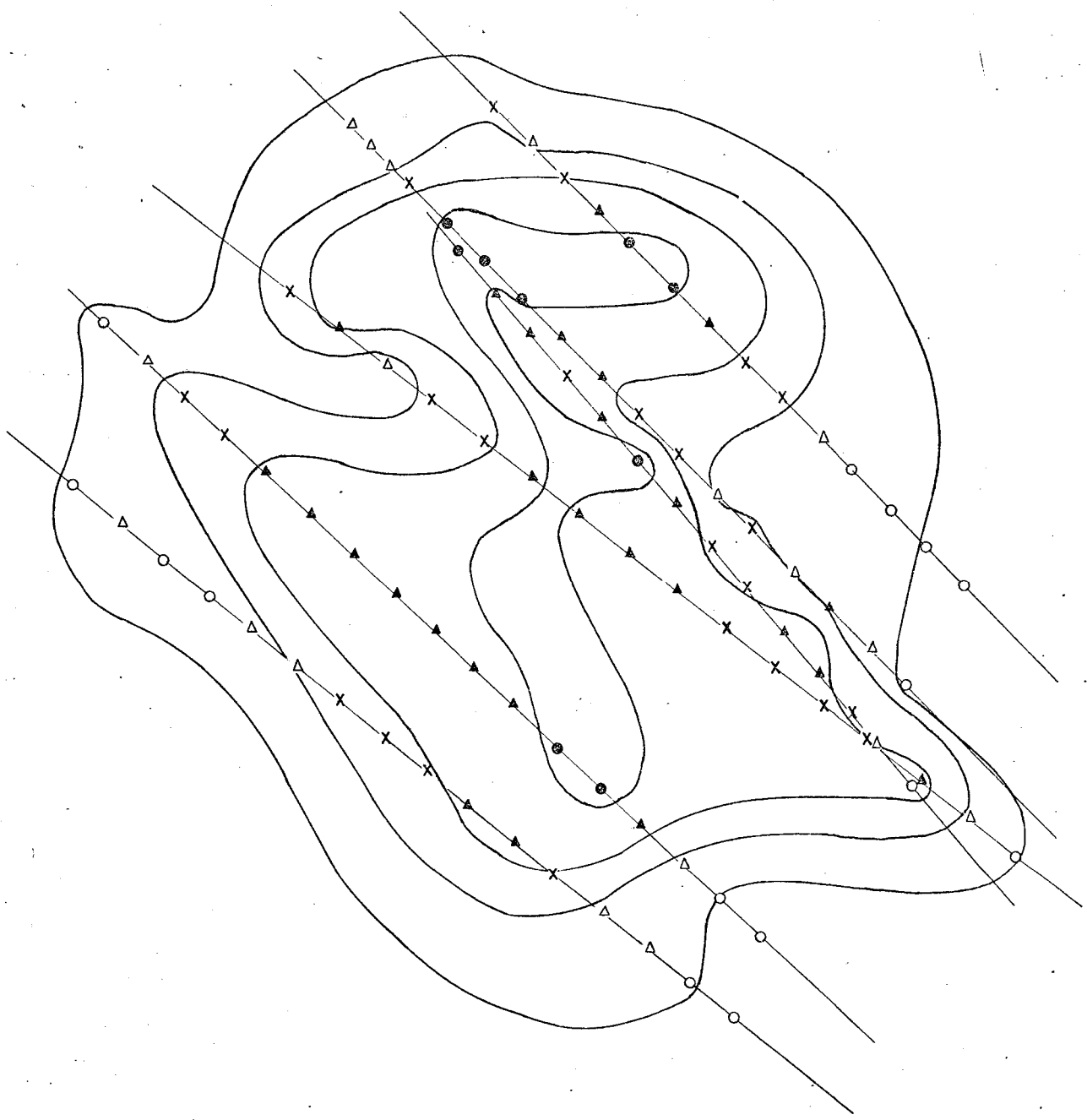


FIGURA 14

ser calculada a partir das curvas de isocontagens. O cálculo da recuperação é apresentado no APÊNDICE 2.

Tendo como principal objetivo a escolha de um modelo teórico para a extrapolação dos dados obtidos nos trabalhos de campo, um conjunto de gráficos pode ser montado, a partir das curvas de isocontagens, para cada dia de trabalho.

Este procedimento foi adotado pela Divisão de Radioisótopos na análise dos dados obtidos em seus trabalhos, e, convencionou-se chamar de Tratamento Padrão a este conjunto de gráficos APÊNDICE 3.

O gráfico da Distribuição Espacial é a plotagem da concentração de uma determinada curva de isocontagens ($\mu\text{Ci}/\text{m}^3$) em função da área da curva (m^2); um gráfico semi-logarítmico.

Em geral, os pontos apresentam um espalhamento considerável, dificultando a determinação de desvios significativos da distribuição de Gauss. Os pontos, geralmente, tendem a mostrar uma curvatura para baixo, o que significa que o expoente da área compreendida por tal curva, deve ser menor ou igual a 1. Isto concorda com as teorias que supõem uma distribuição de concentrações diferente da de Gauss, e, cujos expoentes são $1/3$, $1/2$ e $2/3$. Além do mais, uma nuvem de traçador, em expansão, apresenta maiores gradientes de concentração na parte da frente (na di-

reção em que está sendo transportada) do que na porção traseira. Isto pode ser a explicação de que a distribuição é não Gaussiana, com uma curvatura para baixo. HARREMOES (1967).

O gráfico do Pico (concentração máxima) em função do tempo, nos dá uma indicação da escala e da dimensão do fenômeno de dispersão.

A concentração máxima em cada nuvem, pode ser tomada, ou como a maior concentração detectada, ou por extrapolação. Deve-se esperar que a maior concentração detectada seja menor do que a real, principalmente quando a nuvem é pequena. Isto é devido ao tempo de contagem e à velocidade do barco, fazendo com que a concentração detectada seja a integração da atividade presente em determinada distância percorrida pela sonda. Para nuvens de tamanho médio, espera-se que a concentração seja menor, devido à técnica de navegação. Embora a intenção seja passar sobre o ponto de maior concentração isto não pode ser garantido na prática.

Nestes casos, a extrapolação do gráfico da Distribuição Espacial, para a área igual a zero, pode ser valiosa. Entretanto, este procedimento não fornece resultados muito confiáveis, devido ao espalhamento dos pontos que determinam a distribuição espacial.

O coeficiente angular do gráfico de Pico versus Tempo em escala log-log, deve ser: 1.0, para difusão bi dimensional em larga escala; 1.5, para difusão tri-dimensional em larga escala; 2.0, para pequena escala e para algumas teorias aplicáveis à escala intermediária; 3.0, pa ra escala intermediária HARREMOES 1967.

O gráfico da variância (σ^2) versus o tempo e/ou distância é comentado no CAP. 5 deste trabalho. Devido ao espalhamento considerável dos pontos que determinam a dis tribuição espacial e a desvios significativos da distri buição de Gauss, a determinação do coeficiente angular é sujeito a incertezas consideráveis.

Nos trabalhos realizados pela Divisão de Radioisótopos o gráfico da variância versus o tempo foi pl otado em escala semi-logarítmica APÊNDICE 3. No presente traba lho utilizamos gráficos de variância versus tempo e vari ância versus distância do ponto de injeção, em escala log-log, ajustando os pontos pelo método dos mínimos quadra-dos.

Além do objetivo principal já mencionado, de ori entação no uso de modelos matemáticos, pode-se citar al gumas outras vantagens de se padronizar, da maneira expos ta, a análise dos dados.

1. Um modo padronizado de se comparar teoria e

prática.

2. Uma comparação padronizada entre trabalhos diferentes.
3. Possibilidade de se comparar a dispersão em áreas diferentes.
4. Previsão da poluição através de modelos selecionados e a faixa de variação (determinada empiricamente) dos parâmetros dos modelos.
5. Um tratamento padronizado facilita o intercâmbio com outros grupos que trabalham no ramo.

Finalmente, uma tabela é elaborada apresentando os dados mais relevantes utilizados durante a análise. A tabela obtida a partir dos trabalhos da Divisão de Radioisótopos é apresentada no APÊNDICE 4.

5. INTERPRETAÇÃO DOS DADOS.

5.1 DESCRIÇÃO HIDROGRÁFICA DAS ÁREAS ESTUDADAS.

5.1.1 BARRA DA TIJUCA.

Nas experiências levadas a efeito nesta área foram realizadas seis injeções de traçadores. Duas injeções foram efetuadas ao largo das Ilhas Pontuda e Alfavaca e quatro entre as ilhas, e a costa Fig. 15.

Segundo relatório publicado em 1969 ("Marine Sewage Disposal System For Rio de Janeiro" - Engineering Science, Inc. California, Engineering - Science do Brasil S.A., SURSAN), a circulação costeira na região do Rio de Janeiro é puramente induzida pelo vento.

Em situações consideradas normais, prevalecem ventos calmos soprando de NE. O tempo é bom e estável, havendo na parte da tarde uma briza que sopra de ESE.

A aproximação de uma frente fria se manifesta, entre outros fatores, por ventos de N e NW. Quando a frente fria passa sobre o Rio de Janeiro o vento passa, repentinamente, a soprar de W ou WSW, muito forte. Há uma queda brusca de temperatura acompanhada de chuvas.

Com a queda da temperatura há um aumento de pressão e o vento passa a soprar de SW e S. O ciclo é completo.

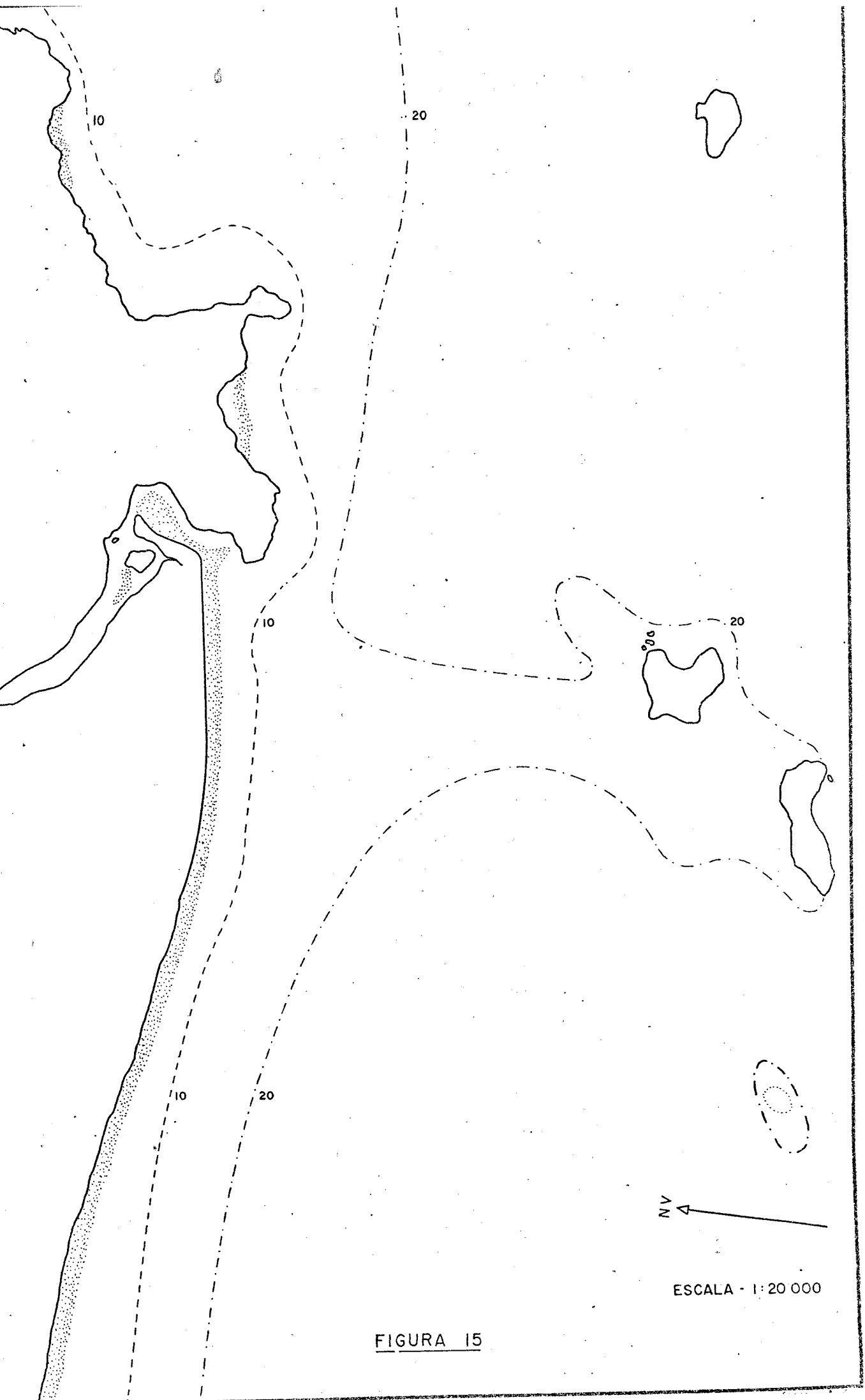


FIGURA 15

tado com ventos soprando de SE e E.

A consequência prática deste ciclo, em relação à escolha de um ponto para o lançamento submarino de esgotos, é que os ventos que produzem correntes convergentes para a costa, isto é, WSW, SW, SSW, S, SSE, SE, ESE, ocorrem normalmente nesta sequência.

Estes dados foram colhidos durante os estudos preliminares do emissário de Ipanema, mas podem ser considerados válidos para a região da Barra da Tijuca.

A influência da descarga da Lagoa da Tijuca é marcante como pode ser visto através de alguns dos perfis de salinidade e temperatura (APÊNDICE 3). Especialmente na experiência do dia 14.10.71 (Desenho nº BT/6A-APÊNDICE 3) esta influência foi notada, inclusive visualmente, devido à diferença de coloração entre a água do mar e a da lagoa (superficial e barrenta). A experiência de 14.10.71 foi realizada após um período de fortes chuvas.

5.1.2 ANGRA DOS REIS. PRAIA DE ITAORNA.

Na "enseada" de Itaorna foram realizadas cinco injeções de traçadores, uma das quais em janeiro de 1972 e as outras em junho de 1972. APÊNDICE 5.

De um modo geral pode-se considerar válidas também para esta área, as considerações feitas no item 5.1.1, sobre a influência do vento na circulação costeira.

ESCALA - 1 : 25 000

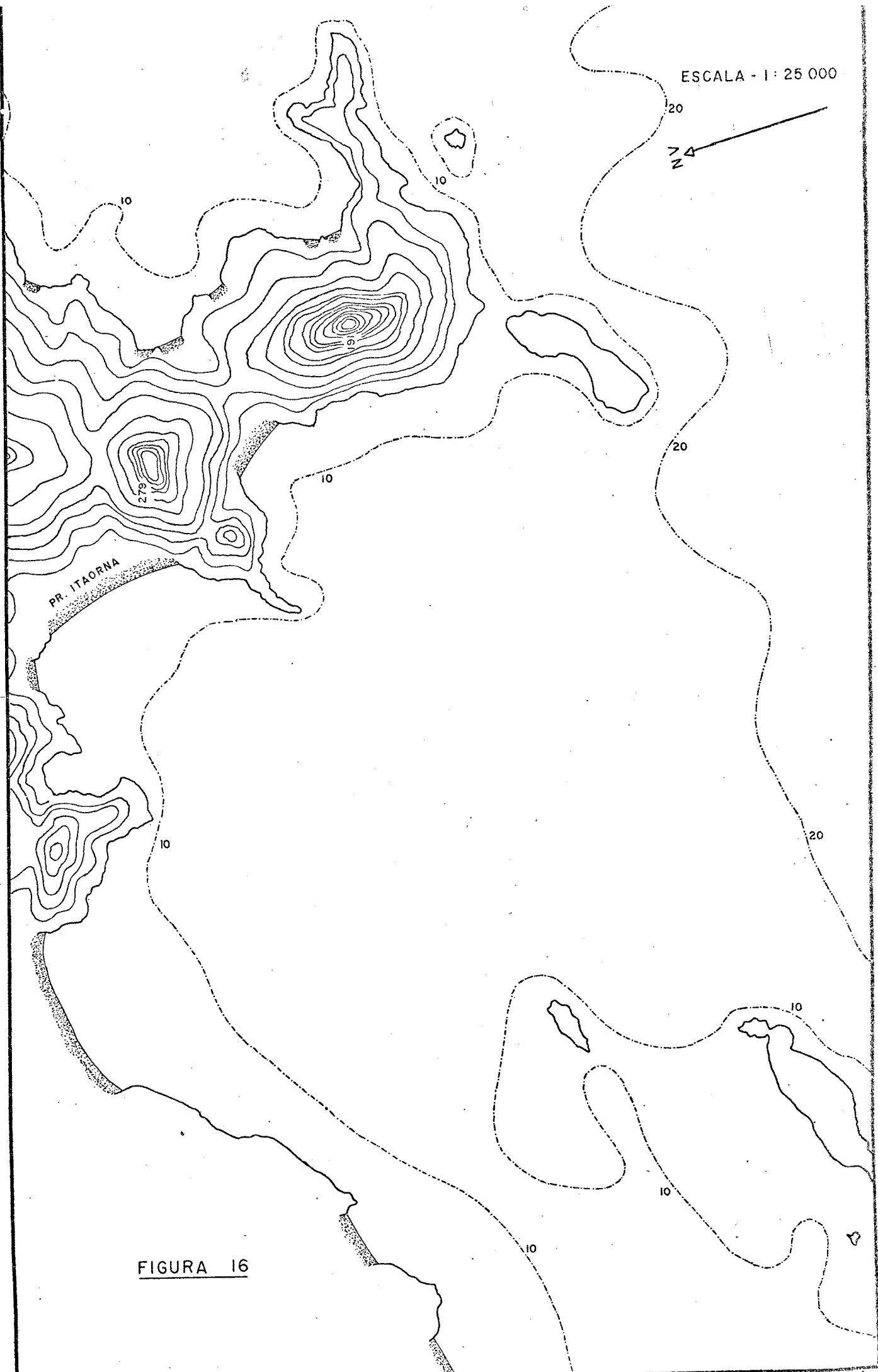


FIGURA 16

Deve-se considerar, contudo, a situação da Praia de Itaorna como especial, porque está situado na Baía da Ribeira que tem um contorno bastante acidentado. Além disto, a região onde foram realizadas as injeções (Fig. 16) é bastante protegida da ação direta do vento por elevações que a circundam quase completamente. Digno de nota é o fato de que as nuvens de traçadores se dispersaram em águas muito rasas (<10m).

5.2 TRATAMENTO DOS DADOS.

5.2.1 A ESCALA DO FENÔMENO DE DISPERSÃO.

Os diagramas da variância versus tempo (σ^2_{xt}) relativos aos dados colhidos na Barra da Tijuca e na Praia de Itaorna indicam para ambos os casos um fenômeno de pequena escala APÊNDICE 6.

O ajuste dos pontos foi feito utilizando-se o método dos mínimos quadrados e regressão linear, com programa constante da biblioteca da calculadora 9100B da Hewlett Packard. A equação das retas dá um coeficiente angular próximo de 2.0, que é indicativo de fenômenos em pequena escala, pelo que recomenda-se a utilização da solução de OKUBO-PRITCHARD (Cap. 3).

O diagrama da variância versus a distância do ponto médio das nuvens ao ponto de injeção (σ^2_{xX}), confirma a tendência ao fenômeno em pequena escala (APÊNDICE 6).

Uma comparação dos diagramas de σ^2_{xt} das duas regiões mostra variâncias muito menores para a região de Itaorna, para um tempo determinado. Isto pode ser explicado pela grande diferença física das áreas estudadas. Deve-se notar, primeiramente, a diferença entre as profundidades das regiões onde as nuvens se propagaram. Em Itaorna esta propagação se deu quase sempre em profundidades menores do que 10 metros. Além disto, sendo uma área bem

protegida do vento, pode-se considerar que a turbulência é gerada apenas no fundo. Na Barra da Tijuca a região onde se propagaram as nuvens foi sempre maior do que 10 metros, em geral, em torno de 30 metros.

A diferença entre as velocidades de propagação das nuvens nas duas regiões, pode, também, ser considerada relevante para a explicação das diferenças encontradas.

As considerações sobre a escala do fenômeno de dispersão podem ser baseadas tanto nos gráficos da variância versus o tempo, quanto nos gráficos da variância versus a distância percorrida pela nuvem. Discrepâncias podem ocorrer quando se compara os coeficientes angulares fornecidos pelos dois diagramas, que podem ser explicados pelas variações das velocidades médias das nuvens, durante sua propagação.

Na análise de cada dia em particular, foram utilizados os diagramas da variância versus a distância percorrida pelas nuvens. Tais diagramas são mais representativos, do ponto de vista prático, porque estamos interessados na variância a uma determinada distância do ponto de injeção, e, além do mais, não são necessárias considerações sobre as variações das velocidades médias das nuvens.

Os diagramas da variância versus a distância percorrida pelas nuvens correspondem as figuras numeradas de

(1) a (9), apresentadas no APÊNDICE 6, incluindo os diagramas de σ^2_{xt} para o conjunto das nuvens de cada região, Figs. (11 e 12) e o diagrama de σ^2_x para as nuvens das duas regiões Fig. (10).

5.2.2 ANÁLISE COMPARATIVA DE DUAS INJEÇÕES.

As experiências realizadas na Barra da Tijuca, nos dias 27.08.1971 e 24.08.1971, serão analisadas, como exemplo de dois dias em que as condições de vento são diferentes (Desenhos nºs BT/2A a BT/3c APÊNDICE 3).

Em ambos os dias, os perfis de densidade não apresentam variações pronunciadas nas medidas realizadas pela manhã e à tarde. No perfil levantado no dia 24.08.71 pela manhã, a densidade superficial é muito menor do que a densidade a partir dos 5 metros, provavelmente devido à influência da descarga da Lagoa da Tijuca. Porém, o perfil levantado na parte da tarde é mais representativo para o período em que as nuvens se propagaram - (APÊNDICE 7).

O cálculo das densidades a partir dos perfis de temperatura e salinidade é apresentado no APÊNDICE 7.

Em geral, pequenos gradientes de densidade propiciam um fluxo vertical acentuado, dando origem a grandes valores para a variância. E vice-versa, gradientes de den

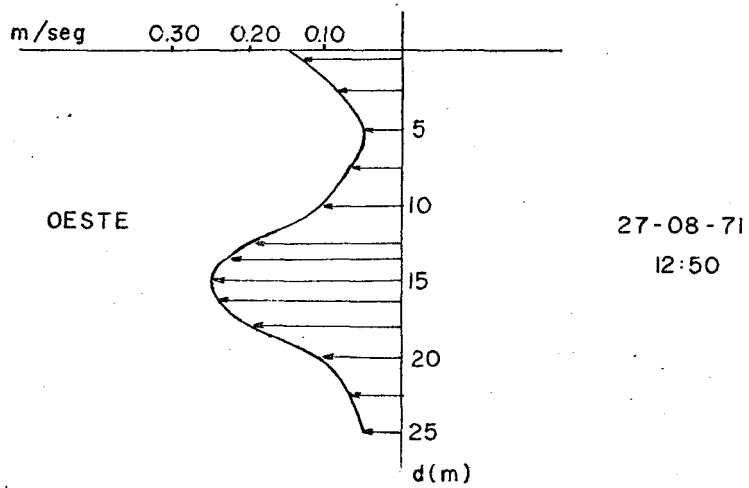
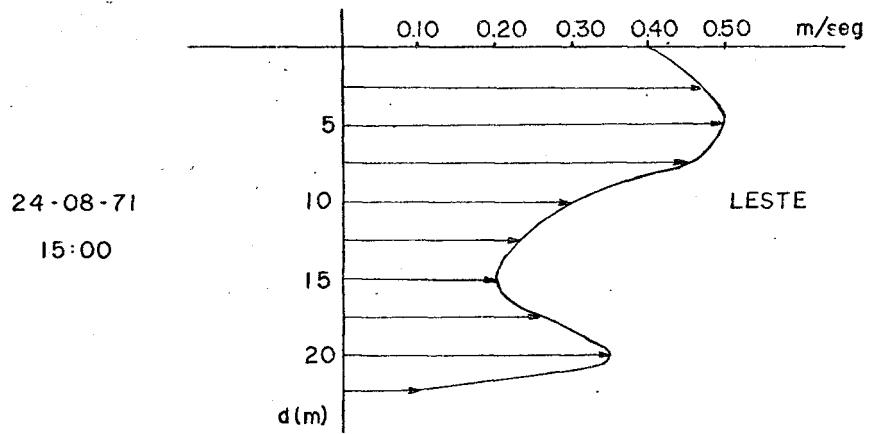
sidade acentuados inibem o fluxo vertical, fornecendo valores pequenos para a variância.

Na Fig. (17) estão representados apenas um perfil de velocidades de corrente para cada dia, na direção de propagação das nuvens. Há um gradiente considerável, como pode ser visto. Estes perfis devem ser comparados com os Desenhos BT/2A e BT/3A (APÊNDICE 3). Os gradientes de velocidades e as variações de direção das correntes, podem ser os fatores responsáveis pela perda de traçador mostrada pelas tabelas de recuperação.

As retas dos diagramas $\sigma^2 \times X$ para ambos os dias fornecem coeficientes angulares próximos de 2.0, caso em que a constante de proporcionalidade se torna simplesmente a razão entre a chamada velocidade de difusão (w), e a velocidade da nuvem (u), elevadas à segunda potência (Capítulo 3).

$$\sigma^2 = \frac{w^2}{u^2} \cdot X^2 \quad 5.2.1$$

Fixando-se o coeficiente angular igual a 2.0, encontra-se os seguintes valores da constante de proporcionalidade:



PERFIS DE VELOCIDADE DE CORRENTE

FIGURA 17

$$27.08.71 \quad \frac{w^2}{u^2} = 0.001 \quad \frac{w}{u} = 0.032 \quad w = 0.01 \quad 5.2.2$$

$$u = 0.30$$

$$24.08.71 \quad \frac{w^2}{u^2} = 0.003 \quad \frac{w}{u} = 0.055 \quad w = 0.008 \quad 5.2.3$$

$$u = 0.15$$

A uma distância determinada do ponto de injeção a variância do dia 27.08.71 tem um valor mínimo, isto é, o dia em que a turbulência superficial é puramente gerada no fundo, ou numa interface com uma corrente secundária mais profunda (veja perfis de corrente: Desenho Nº BT/3A e Fig. (17)). O valor de (w/u) é um pouco menor do que o esperado para a intensidade relativa da turbulência:

$$u_1/u = 0.10 \quad 5.2.4$$

$$u_2/u = 0.06 \quad 5.2.5$$

segundo OKUBO (1962), CSANADY (1970). Mas isto deveria ser esperado porque os resultados são, obviamente, de fenômeno em pequena escala.

Deve ser notado, também, que um coeficiente de fricção $f = 0.003$ dá uma velocidade de fricção

$$u_f = \frac{u_1}{\sqrt{2/f} + 2.45} = \frac{u_1}{30} \quad 5.2.6$$

Em 27.08.71 $u_1 = 30$ cm/seg (APÊNDICE 4), o que resulta numa velocidade de fricção $u_f = 1$ cm/seg, e, $u_f/u_1 = 0.033$.

De outro lado, as experiências com traçadores realizadas em 24.08.71, apresenta valores representativos da variância, para o caso em que a turbulência na superfície é puramente induzida pelo vento.

Segundo JOHNSON (1960), a velocidade do vento registrada neste dia, $W = 7$ m/s é suficiente para gerar correntes de superfície com uma velocidade de cerca de:

$$\frac{1}{40} W = 0.17 \text{ m/s} \quad 5.2.7$$

que \bar{e} da mesma ordem de grandeza da diferença entre a velocidade de corrente na superfície e \bar{a} profundidade de 5.0 metros (Fig. 17).

A velocidade de fricção gerada pelo vento sobre a água \bar{e} (Eq. 3.7.18).

$$u_{fw} = 1.2 \times 10^{-3} \times 7 \times 10^2 = 0.9 \text{ cm/s} \quad 5.2.8$$

isto \bar{e}

$$u_{fw}/u_1 = 0.060 \quad 5.2.9$$

Estes resultados são interessantes porque indicam que w tem aproximadamente o mesmo valor da velocidade de fricção, e , que parecem variar de maneira similar.

O mesmo tratamento poderia ser aplicado aos dados obtidos no trabalho realizado em Itaorna, entretanto, a intensão com o exposto anteriormente \bar{e} apenas exemplificar um tal procedimento. Constitui tema de trabalhos futuros a comparação rigorosa dos dados obtidos pela Divisão de Radioisótopos, incluindo dados fornecidos pelo "Danish Isotope Centre" de Copenhagen.

6. DILUIÇÕES ESTIMADAS.

6.1 ESTIMATIVAS UTILIZANDO MODELOS BIDIMENSIONAIS.

O dia 27.08.71 é um dia típico de escoamento superficial em direção à praia, isto é, um dia que apresenta condições mais desfavoráveis do ponto de vista de poluição. Além disto é um dia em que a turbulência na superfície é gerada apenas no fundo, e, a diluição é, consequentemente, pequena. A frequência da ocorrência de uma tal situação deve ser conhecida, porque deve ser a base para se estimar as diluições mínimas. Esta frequência não é conhecida para o presente caso.

Em condições ideais o modelo para fluxo contínuo bidimensional é:

$$C(y_2, t) = \frac{C_0 Q_0}{\sqrt{2\pi} \sigma_2 u_1 \delta} \exp\left(-\frac{y_2^2}{2\sigma_2^2}\right) \quad 6.1.1$$

A espessura δ do campo de atividade (campo de esgotos) não é medida durante todo o processo de difusão, caso contrário poder-se-ia estimar a difusão vertical e um modelo em três dimensões poderia ser utilizado.

O gradiente de densidade observado é pequeno, dando margem a uma difusão vertical. Realmente, como mostra

a tabela de recuperação (Desenho BT/3A - APÊNDICE 3), uma grande parte da atividade na superfície desapareceu a partir da nuvem F. Esta atividade pode ter penetrado numa corrente de fundo, paralela à praia ou em direção ao largo. Os perfis verticais de corrente (Desenho BT/3A, APÊNDICE 3) mostram que uma camada da superfície até 10 metros se dirige em direção à praia, enquanto uma corrente de fundo (nos restantes 10-15 metros) tem direção contrária. Consequentemente, é razoável se considerar a atividade totalmente misturada nos 10 metros superiores, isto é, $\delta = 10$ metros, a distâncias de interesse para uma estimativa.

A velocidade média da nuvem é de cerca de 0.30m/s (APÊNDICE 4).

A variância radial varia da seguinte maneira:

$$\sigma^2 = 0.001 X_1^2$$

ou

$$\sigma_2^2 = 0.0005 X_1^2$$

portanto

$$\sigma_2 = 0.022 X_1$$

Considerando-se os valores acima, a concentração no eixo é:

$$C(0,t) = \frac{C_o Q_o}{\sqrt{2\pi} \sigma_2 \delta u_1} = \frac{C_o Q_o}{\sqrt{2\pi} \times 0.022 X_1 \times 10 \times 0.30} =$$

$$= \frac{C_0 Q_0}{0.165 \times X_1} \quad 6.1.2$$

podendo-se então estimar a diluição mínima:

$$S_m = \frac{C_0}{C(0,t)} = 0.165 \cdot \frac{X_1}{Q_0} \quad (\text{unidades MKS})$$

6.1.3

Como pode ser visto, incertezas na determinação de " σ^2 " são de menor importância do que incertezas na determinação de " δ " e " u_1 ".

Uma experiência com traçadores cuidadosamente executada não deve dar uma incerteza maior do que 50% na constante.

Supondo-se que:

$$0.0008 X_1^2 < \sigma^2 < 0.0013 X_1^2 \quad 6.1.4$$

obtêm-se o seguinte intervalo para a diluição mínima:

$$0.15 \frac{X_1}{Q_0} < S_m < 0.19 \frac{X_1}{Q_0} \quad (\text{unidades MKS})$$

6.1.5

Na determinação de " δ " e " u_1 ", pode-se esperar variações da ordem de:

$$5 \text{ m} < \delta < 10 \text{ m}$$

6.1.5

$$0.20 \text{ m/s} < u_1 < 0.40 \text{ m/s}$$

dando uma estimativa final da diluição mínima da ordem de:

$$0.05 \frac{X_1}{Q_0} < S_m < 0.40 \frac{X_1}{Q_0} \quad (\text{unidades MKS}) \quad 6.1.6$$

Deve ser enfatizado que os intervalos de " δ " e " u_1 " devem ser determinados com base em estatísticas anuais de densidade e velocidade de corrente.

Estes resultados dão a diluição física mínima, nas condições mais desfavoráveis, que pode ser esperada numa certa parte do tempo (dependendo das estatísticas da direção de corrente).

Quando se conhece a constante de decaimento bacteriológico (K ou T_{90}) a diluição total \bar{e} obtida multiplicando os resultados da relação 6.1.6 pela exponencial:

$$\exp\left(K \frac{x_1}{u_1}\right) \quad 6.1.7$$

pressupondo-se que o decaimento pode ser considerado uma reação de primeira ordem. De acordo com "MARINE SEWAGE DISPOSAL SYSTEM FOR RIO DE JANEIRO" (1969), um $T_{90} = 1$ hora \bar{e} representativo para a área em consideração, isto \bar{e} ,

$$\exp(K x_1 / u_1) = \exp(2.3 t / T_{90}) = \exp(2.1 \times 10^{-3} \times x_1) \quad 6.1.8$$

A situação no dia 07.10.71 também \bar{e} desfavorável, desde que a nuvem se dirige para a praia (Desenho BT/4A APÊNDICE 3). Mas, para uma dada distância do ponto de injeção, observa-se uma variância muito maior (Fig. 4- APÊNDICE 6) que pode ser devida a uma mudança na direção da corrente principal e a grandes gradientes de velocidade horizontal, devido a grandes variações na profundidade.

Assim,

$$\sigma^2 = 0.013 x_1^2 \quad 6.1.9$$

isto \bar{e} ,

$$\sigma_2 = 0.06 x_1 \quad 6.1.10$$

A densidade $\bar{\rho}$ praticamente constante em toda profundidade (Fig. 1 e 2 - APÊNDICE 7), devido à relativamente alta intensidade de turbulência. Desta forma, deve ser esperada um fluxo vertical de importância, que já $\bar{\rho}$ é indicado nas medidas em profundidade da nuvem c, que mostra uma distribuição de atividade quase uniforme nos primeiros 7 metros (Desenho BT/4A - APÊNDICE 3).

Desta forma é razoável se considerar a atividade misturada em toda a profundidade, isto é, $\delta = 15$ m, que é a profundidade média nas nuvens E e F. A velocidade média da nuvem é 0.13 m/s, portanto:

$$S_m = \frac{\sqrt{2\pi} \times 0.06 \times 1 \times 15 \times 0.13}{Q_0} = 0.29 \frac{X_1}{Q_0} \text{ (unidades MKS)}$$

6.1.11

isto é, uma diluição aproximadamente o dobro da que poderia ser esperada para dias como 27.08.71.

A incerteza na espessura (δ) do campo de atividade $\bar{\rho}$, provavelmente, menor, mas uma afirmação segura, para um caso como este, não pode ser feita sem estatísticas de densidade.

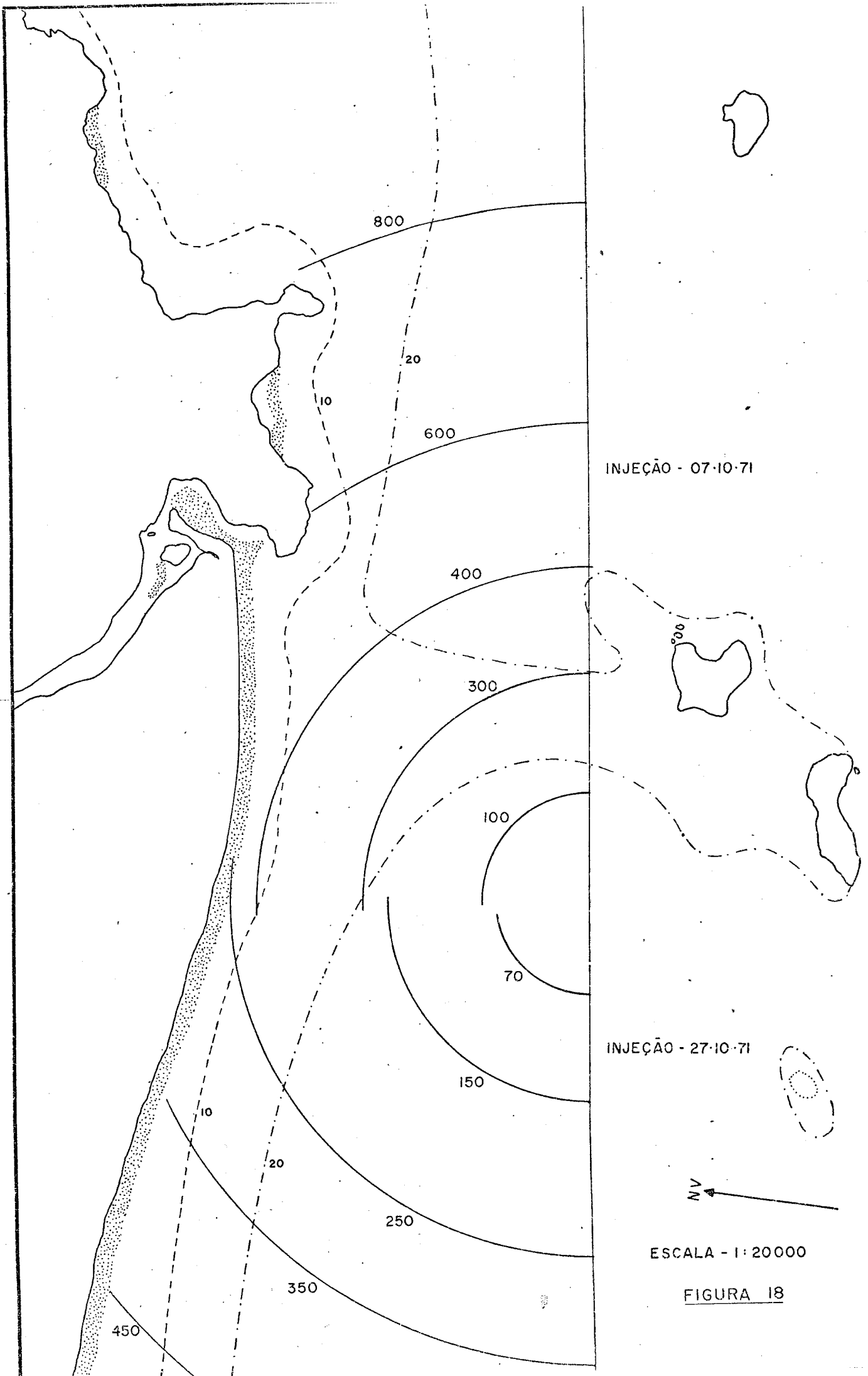
Finalmente, pode-se fazer um diagrama das diluições. As Figs. 18 e 19 mostram tais diagramas, sendo que

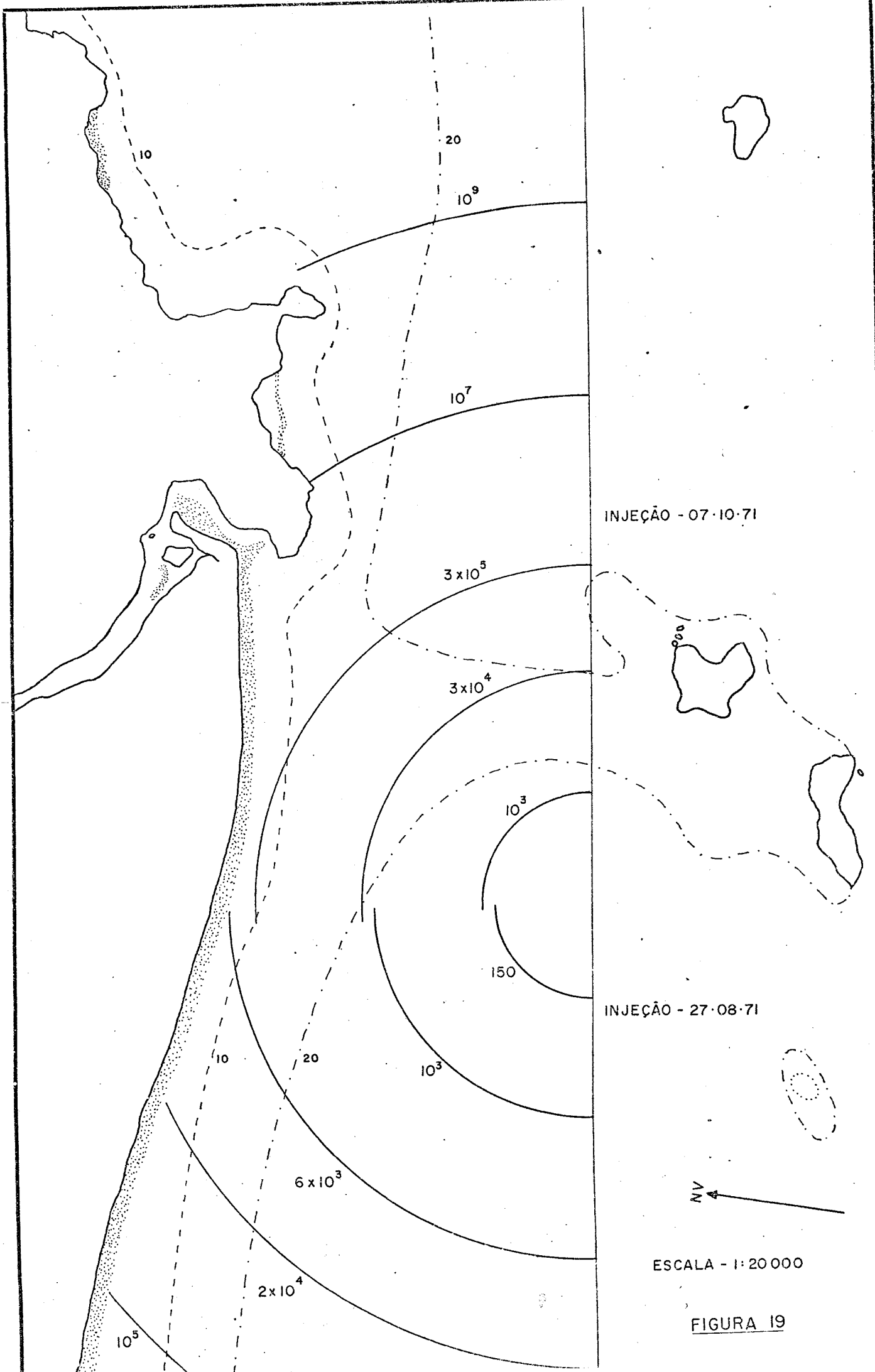
o da Fig. 18 não leva em consideração o decaimento bacteriológico. Para o cálculo das diluições a vazão " Q_0 " foi considerada igual a $1.0 \text{ m}^3/\text{s}$; no caso de uma vazão maior, como as diluições são proporcionais a " Q_0 ", basta multiplicar as diluições encontradas, pela vazão desejada.

As fórmulas utilizadas para o cálculo das diluições foram:

$$07.10.71 \quad S_m = 0.29 X_1 \times \exp(4.8 \times 10^{-3} X_1) \quad 6.1.12$$

$$27.08.71 \quad S_m = 0.17 X_1 \times \exp(2.1 \times 10^{-3} X_1) \quad 6.1.13$$





6.2 ESTIMATIVAS UTILIZANDO MODELOS EM TRÊS DIMENSÕES.

A difusão vertical não foi medida durante as experiências com traçadores, mas, apenas para exemplificar, pode-se usar as fórmulas de KULLENBERG ou HARREMOES.

Para o dia 27.08.71 a fórmula de KULLENBERG não é válida, desde que o vento é zero. A fórmula de HARREMOES dá:

$$D_3 = 5 \times 10^{-5} \times \left(\frac{19.62 - 19.31}{5.0} \right)^{-2/3} \text{ m/s} =$$

$$= 3.2 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

Usando-se a fórmula da variância vertical para fenômenos em grande escala, temos

$$\sigma_3^2 = 2D_3 t = 2D_3 x_1/u \quad 6.2.1$$

Substituindo-se esta expressão na fórmula em três dimensões obtém-se a concentração no eixo:

$$c(x_1, 0, 0) = \frac{c_0 Q_0}{\pi \sigma_2 \sigma_3 u_1} = \frac{c_0 Q_0}{\pi \times 0.022 x_1 \times \sqrt{2D_3 x_1} u_1} =$$

$$= \frac{c_0 Q_0}{0.96 \times 10^{-3} \times x_1^{3/2}} \quad 6.2.2$$

Assim,

$$S_m = 10^{-3} \times \frac{x_1^{3/2}}{Q_0} \quad (\text{unidades MKS}) \quad 6.2.3$$

Este resultado parece bastante diferente da equação 6.1.3 devendo fornecer valores menores, desde que " σ_3 " é essencialmente menor do que " δ ".

Por exemplo, para $x_1 = 5 \text{ km} = 5 \times 10^3 \text{ m}$, empregando-se a equação 6.2.3, obtém-se

$$Q_0 S_m = 10^{-3} \times (5 \times 10^3)^{3/2} = 350$$

enquanto que, empregando a equação 6.1.3, obtêm-se:

$$Q_0 S_m = 0.165 \times 5 \times 10^3 = 830$$

Obviamente, considerar uma estratificação estável e, assim, uma taxa de difusão vertical pequena, é mais seguro do ponto de vista de poluição. Obtem-se diluições relativamente pequenas. Por outro lado, pode-se duvidar de que ocorra uma estratificação estável em área muito próximas da costa.

7. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos a partir dos trabalhos com traçadores radioativos mostram que, para as condições de escoamento examinadas, a variância varia quase que proporcionalmente a t^2 ou X^2 . Isto indica que o fenômeno de difusão observado é do tipo de pequena escala, onde todas as velocidades das partículas no interior da nuvem estão intimamente correlacionadas.

Como as distribuições de Gauss são preferidas, a solução bi-dimensional mais viável, é a solução de OKUBO-PRITCHARD:

$$C(r, t) = \frac{M}{\pi w^2 t^2} \exp \left(- \frac{r^2}{w^2 t^2} \right)$$

Esta afirmação é confirmada pela tendência apresentada pelos diagramas de Pico versus tempo APÊNDICE 3.

Embora seja difícil fornecer afirmações seguras com base nos resultados dos trabalhos aqui apresentados, não há tendência de difusão segundo a lei dos $4/3$ ($\sigma^2 \sim t^3$), nem de difusão segundo o modelo de Fick ($\sigma^2 \sim t$).

Uma grande parte da turbulência na camada superficial, pode ser gerada pela tensão de cisalhamento que o vento exerce sobre a superfície da água. Foi observada uma influência marcante na taxa de dispersão.

Através de medidas do fluxo vertical de atividade (medidas em profundidade) foi constatado que a difusão vertical é significativa. Entretanto, as medidas não foram suficientemente precisas para a determinação da difusão vertical é colocada no parâmetro " δ " (espessura do campo de atividade).

Deve ser enfatizado que a precisão ou confiabilidade com que podem ser feitas as estimativas finais, dependem primeiramente do conhecimento das variações estatísticas de densidade, e de velocidade e direção de corrente. Em muitos casos, o cálculo das previsões dão apenas uma ordem de grandeza da diluição.

Assim, para o planejamento de trabalhos futuros com traçadores, é de fundamental importância a obtenção de dados estatísticos sobre densidade e correntes. Estas estatísticas fornecerão as condições mais desfavoráveis, do ponto de vista da poluição de determinada área, e que devem ser estudadas com a utilização de traçadores. Isto significa que, quando estatísticas não são disponíveis, registros contínuos de densidade correntes e ventos, devem ser iniciados meses antes do planejamento detalhado dos estudos com traçadores.

A escolha de um modelo de dispersão não é matéria de importância fundamental. Os modelos até agora apresentados na literatura, além de necessitarem de adaptações às condições particulares do caso em estudo, apresentam soluções que não diferem muito entre si OKUBO (1962).

A utilização de traçadores em estudos de dispersão de efluentes tem trazido contribuições valiosas do ponto de vista teórico, tanto quanto do ponto de vista prático. Com relação a este último aspecto pode-se avaliar, do exposto no presente trabalho, o volume de informações de caráter prático que podem ser obtidas de um trabalho com traçadores, mesmo que planejado para a obtenção de dados qualitativos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- BATCHELOR, G. K. - "Diffusion in a Field of Homogeneous Turbulence. II The Relative Motion of Particles" Proc. Cambridge Phil. Soc., Vol. 48, 1952.
- BOWEN, A. J., INMAN, D. L. . "Nearshore Mixing Due To Waves and Wave-Induced Currents". Symposium on The Physical Processes Responsible for the Disposal of Pollutants in the Sea with Special Reference to the Nearshore Zone. Aarhus University Denmark. 1972
- BRIER, G. W. - "The Statistical Theory of Turbulence and the Problem of Diffusion in the Atmosphere" J. Met., Vol. 7, 1950
- CEDERWALL, K. - "Hydraulics of Marine Waste Water Disposal" Chalmers Institute of Technology. Göteborg, Sweden. Report N° 42 - 1968.
- CSANADY, G. T. - "Dispersal of Effluents in the Great Lakes" Water Research, vol. 4, Pergamon Press, 1970.
- CVJETANOVIC, B. - "Marine Pollution with Pathogenic Micro-Organisms and its Role in the Transmission of Communicable Diseases". World Health Organization Training Course on Coastal Pollution Control. Copenhagen - 1971.
- DEACON, E. L., WEBB, E.K. - "Small Scale Interactions" In "The Sea" (Ed. M. N. Hill) - 1960

ENGELUNG, F. - "Dispersion of Floating Particles in Uniform Channel Flow" J. Hyd. Div. Proc. ASCE. - 1969.

FRENKIEL, F. N. - "Turbulent Diffusion" Adv. Appl. Mech., III, 61, Academic Press, 1953.

GARANCHER, J. - "La Pollution Des Cotes Et Les Rejets En Mer" La Houille Blanche. Numéro Spécial, 8, 1971.

GIFFORD JUNIOR, F. - "Statistical Properties of a Fluctuating Plume Dispersion Model"- Adv. Geophys., vol 6, 1959.

HANSEN, J., SCHRØDER, H. - "Horizontal Jet Dilution Studies by Use of Radioactive Isotopes". Acta Polytec. Scand. Ci 49, 1968.

HANSEN, J. - "Predetermining Trapping of Sewage in Stratified Receiving Waters". - Proc. of a Symposium on Nuclear Techniques in Environmental Pollution. Salzburg - 1970.

— "Use of Radioisotopes in Water Pollution Studies". Relatório à Agência Internacional de Energia Atômica. Instituto de Pesquisas Radioativas - Belo Horizonte - 1971.

HARREMOES, P. - "Prediction of Pollution from Planned Waste Water Outfalls". J. Wat. Pollut. Control Fed. 38 8 1966

— "Theoretical Treatment of Data on Turbulent Dispersion Related to Disposal of Industrial Wastes". Report NO 2 to IAEA. Research Contract 402/Rb. 1967

"Diffuser Design for Discharge to a Stratified Water"
Water Research. Pergamon Press vol. 2 - 1968.

"The Biosphere" - World Health Organization Training
Course on Coastal Pollution Control. Copenhagen - 1971.

JOHNSON, J. W. - "The Effect of Wind and Wave Action on the
Mixing and Dispersion of Wastes" Proc. First Int. Conf.
on Waste Disposal in the Marine Environment London, 1960.

KULLENBERG, G. - "Measurements of Horizontal and Vertical
Diffusion in Coastal Waters" - Report NO. 3, Inst. Phy.
Oceanogr., Univ. Copenh. - 1968.

"Vertical Diffusion in Shallow Waters" - Inst. Phy
Oceanogr., Univ. Copenh. 1971.

"Apparent Horizontal Diffusion in Stratified Vertical
Shear Flow" - Inst. Phy. Oceanogr., Univ. Copenh. 1971a.

"Turbulent Dispersion" - World Health Organization
Training Course on Coastal Pollution Control. Copenh. 1971b

"Investigations on the Dispersion in Stratified Vertical
Shear Flow". - Symposium on The Physical Processes
Responsible for the Disposal of Pollutants in the Sea with
Special Reference to the Nearshore Zone. Aarhus Universitu-
1972.

"Marine Sewage Disposal System for Rio de Janeiro"
Engineering Science Inc., Engineering Science do Brasil,
Sursan. 1969.

MARRI, A. - "Experiência Piloto na Barra da Tijuca" Instituto de Pesquisas Radioativas. Belo Horizonte - 1971.

"Determinação de Coeficientes de Difusão. Praia de Itaorna"
Instituto de Pesquisas Radioativas - Belo Horizonte - 1972

OKUBO, A. - "A Review of Theoretical Models of Turbulent Diffusion in the Sea" - Chesapeake Bay Institute. The Johns Hopkins University. Report NO. 30 1962.

QUIRK, LAULER e MATUSKY ENG. - "Utility of Radioisotopes Methodology in Estuary Control Studies" - Report to the U.S. Atomic Energy Commission. Division of Isotopes Developments - 1969.

TAYLOR, G.I. - "Diffusion by Continuous Movements"
Proc. London Math. Soc., Series 2, vol. 20, 1921.

TOWNSEND, A.A. - "The Structure of Turbulent Shear Flow"
Cambridge University Press, 1956.

ZENKOVICH, V. P. - "Processes of Coastal Development"
Edited by J. A. Steers. Oliver & Boyd. 1967

APÊNDICE 1

CÁLCULO DOS FATORES DE DILUIÇÃO

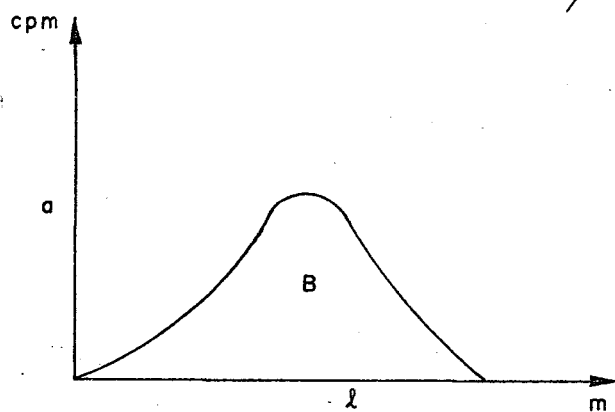
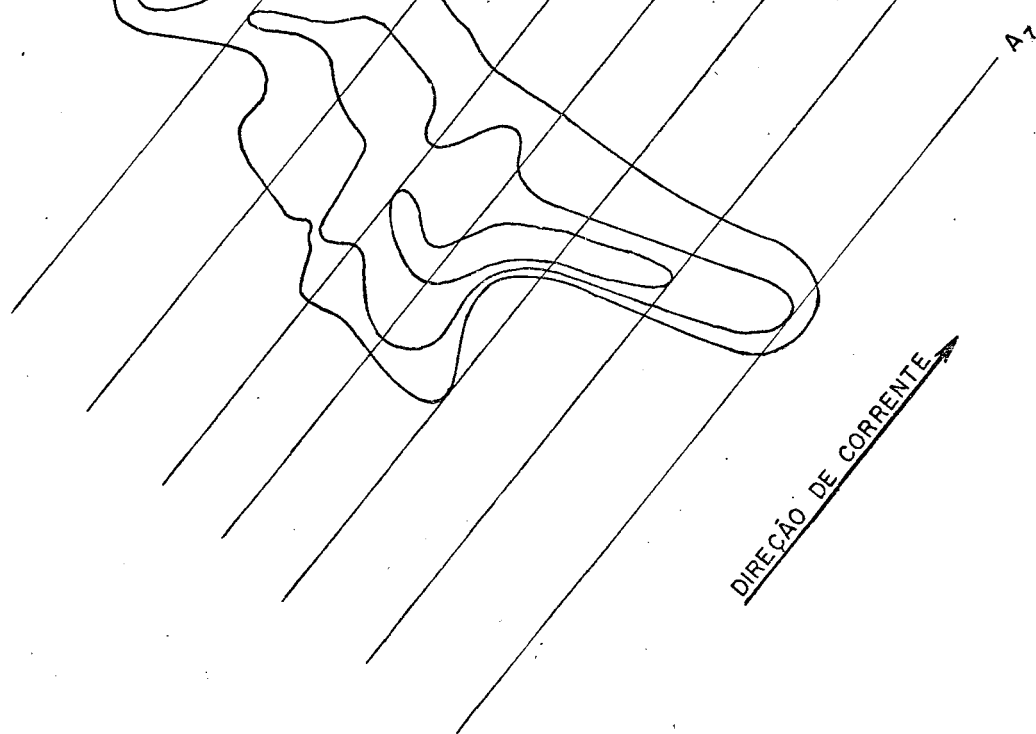
Nos trabalhos realizados pela Divisão de Radioisótopos a diluição do poluente, após cada injeção e na treatamento completo da nuvem, foi calculada de acordo com o procedimento descrito a seguir.

Sobre as curvas de isocontagem, plotadas em cpm (contagens por minuto), traçam-se retas paralelas à direção de corrente, cobrindo toda a nuvem. Algumas destas retas devem, sempre que possível, tangenciar as linhas de isocontagens. Pelo menos uma delas deve cruzar a nuvem através do ponto de maior atividade.

Em seguida é feita uma integração gráfica para cada reta que cruza a nuvem. No eixo das abcissas plota-se as distâncias entre os pontos formados pela interseção da reta com as linhas de isocontagens, enquanto em ordenadas, o valor em cpm dos pontos de interseção.

A Fig. 1 mostra o traçado das retas e a fórmula utilizada para o cálculo do fator de diluição (F).

A Fig. 2 mostra o traçado das curvas de isodiluição, com a utilização dos fatores de diluição calculados para cada linha.



$a = \text{unid. (cpm/mm)}$

$l = \text{unid. (m/mm)}$

$B = (\text{mm}^2)$

$$F = \frac{Q}{AS} B l a \frac{1}{V}$$

onde :

F = FATOR DE DILUIÇÃO (ADIMENSIONAL)

Q = VAZÃO DO EMISSÁRIO ($1.0 \text{ m}^3/\text{seg}$)

A = QUANTIDADE DE TRAÇADOR INJETADO (Mci)

S = SENSITIVIDADE DO DETECTOR ($\text{cpm}/\text{Mci}/\text{m}^3$)

V = VELOCIDADE DO PONTO DE MAIOR ATIVIDADE (m/seg)

FIGURA 1

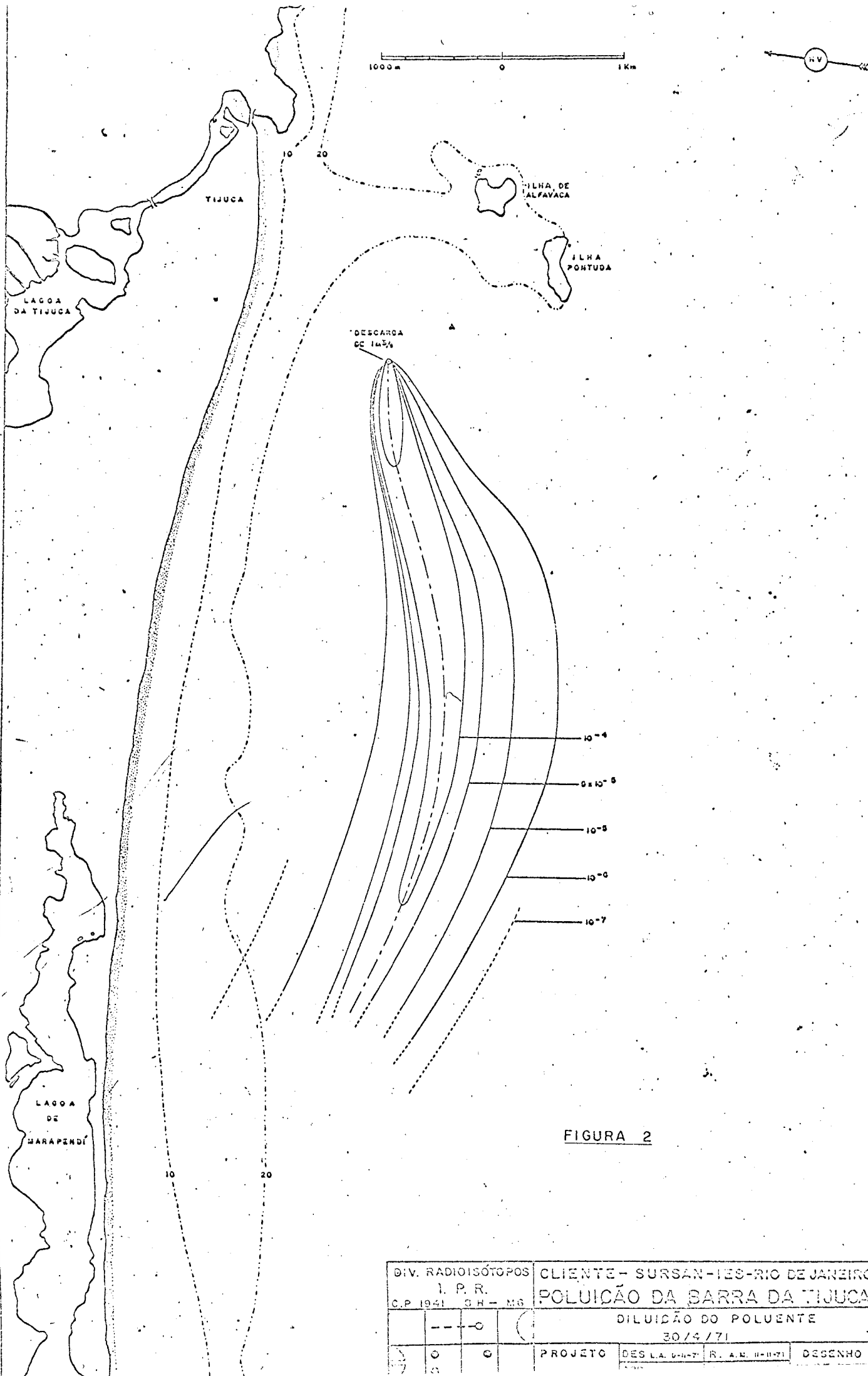


FIGURA 2

DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE - SURSAN - IES - RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
C.P. 1941 G.H. - M6		DILUIÇÃO DO POLUENTE	
		30/4/71	
3	0	PROJETO	DES. LA. 64-7 R. A. N. II-11-71
7	0		DESENHO

APÊNDICE 2

CÁLCULO DA RECUPERAÇÃO.

A recuperação superficial \bar{e} é calculada a partir da integração da atividade detetada em cada nuvem.

A integração \bar{e} é feita graficamente e corresponde à área compreendida pela curva traçada a partir da plotagem da área compreendida pelas isodoses, contra o valor em cpm correspondente.

Sendo,

$A = \bar{\text{área da curva}} \text{ (cm}^2\text{)}$

$a = \text{unidade do eixo das ordenadas (cpm/cm)}$

$b = \text{unidade do eixo das abcissas (m}^2\text{/cm)}$

Tem-se

$$N = a \cdot b \cdot A = \text{cpm/m}^2$$

A fórmula para o cálculo da recuperação pode ser posta na forma

$$\frac{1}{S} \int C \, dA = \frac{N}{S} \quad (\mu\text{Ci/m})$$

onde S = sensibilidade da sonda ($\text{cpm}/\mu\text{Ci}/\text{m}^3$)

C = contagem (cpm)

O resultado final dado em $\mu\text{Ci}/\text{m}$ significa a recuperação a um metro de profundidade, isto é, profundidade onde opera a sonda.

Para o cálculo da recuperação total faz-se uso das medidas em profundidade. Estas medidas devem ser realizadas no ponto de maior concentração da nuvem. Como nem sempre isto é conseguido, os valores encontrados nas medidas em profundidade fornecerão valores para a recuperação total inferiores aos reais. A avaliação do erro envolvido vai depender das observações feitas durante os trabalhos de campo e, principalmente, da experiência do coordenador dos trabalhos.

Do gráfico de concentração versus área, retiram-se valores da concentração que, levados no gráfico das medidas em profundidade da nuvem correspondente, fornecerão a profundidade (c) atingida pela concentração escolhida.

Em seguida são plotadas as concentrações contra as áreas correspondentes multiplicadas por $2/3$ da profundidade (c) encontrada. A recuperação total é fornecida pela área compreendida pela curva traçada.

APÊNDICE 3

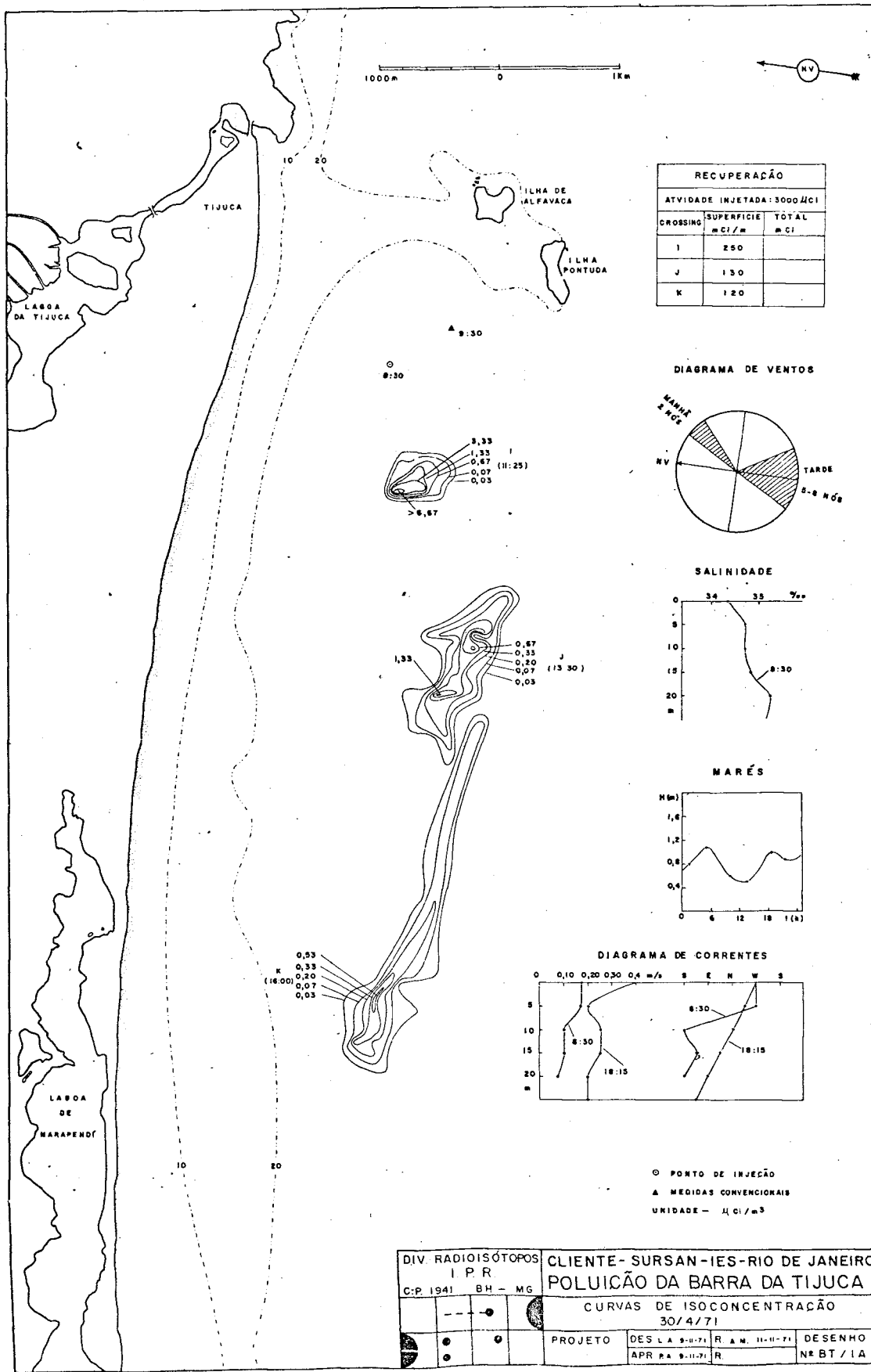
Este apêndice constitui parte do relatório dos trabalhos realizados para um estudo preliminar da dispersão de efluentes na região da Barra da Tijuca, Rio de Janeiro MARRI (1971).

As figuras da série "A" (BT/1A, BT/2A, etc) apresentam a trajetória das nuvens radioativas com as curvas de isoconcentração.

As figuras da série "B" apresentam as curvas de diluição do traçador, calculadas segundo procedimento descrito no APÊNDICE 1. As curvas são identificadas pelos fatores de diluição.

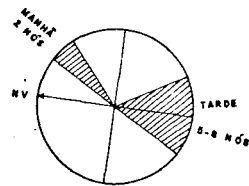
As figuras da série "C" apresentam o chamado Tratamento Padrão, constituído dos gráficos da Distribuição Espacial (concentração do traçador versus área da curva de isodose), do Pico versus Tempo (concentração máxima versus tempo decorrido após a injeção), e da Dispersão Média (variância versus tempo).

O gráfico da Dispersão Média deve ser plotado em escala Log x Log, desde que o interesse é o coeficiente angular da reta que representa os pontos APÊNDICE 6.

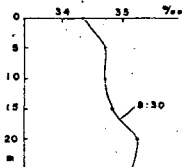


RECUPERAÇÃO		
ATIVIDADE INJETADA: 3000 μ CI		
CROSSING	SUPERFICIE m CI / m	TOTAL m CI
I	250	
J	130	
K	120	

DIAGRAMA DE VENTOS



SALINIDADE



MARÉS

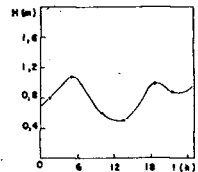
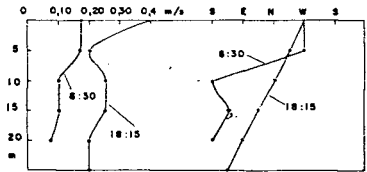
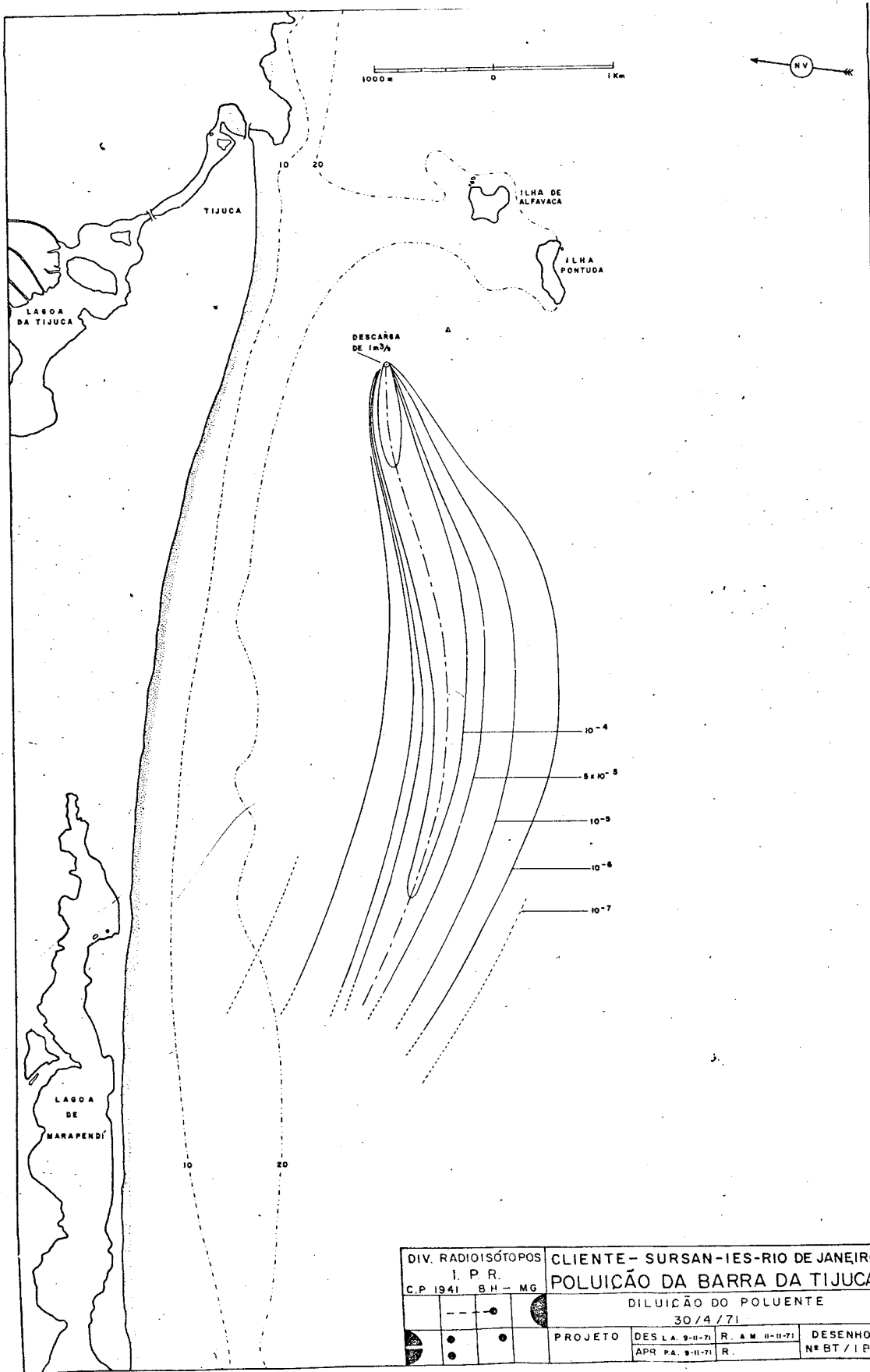


DIAGRAMA DE CORRENTES



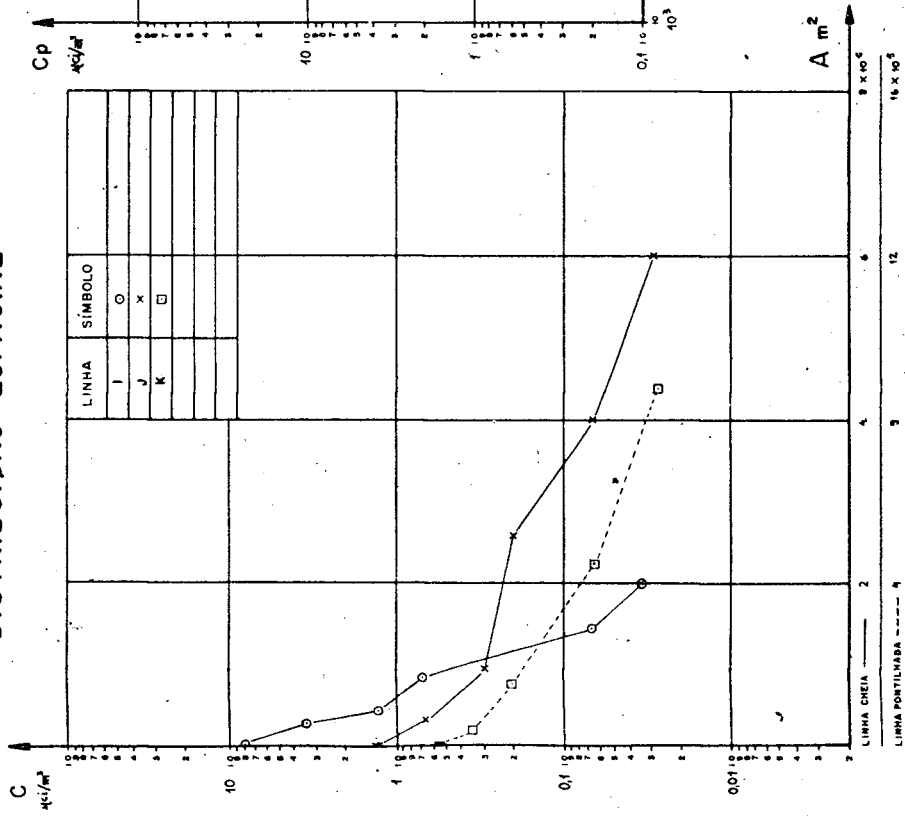
○ PONTO DE INJEÇÃO
 ▲ MEDIDAS CONVENCIONAIS
 UNIDADE - μ CI / m³

DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE - SURSAN - IES - RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
C.P. 1941	BH - MG	CURVAS DE ISOCONCENTRAÇÃO	
		30/4/71	
PROJETO	DES. LA 9-11-71	R.A.M. 11-11-71	DESENHO
	APR. PA 9-11-71	R.	Nº BT / IA

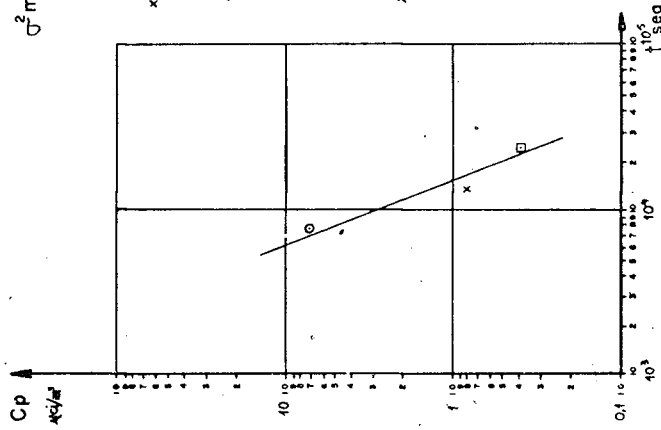


DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE - SURSAN - IES - RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
C.P. 1941	BH - MG	DILUIÇÃO DO POLUENTE	
		30/4/71	
PROJETO	DES. L.A. 9-II-71	R. A.M. II-II-71	DESENHO
	APR. PA. 9-II-71	R.	Nº BT / IP

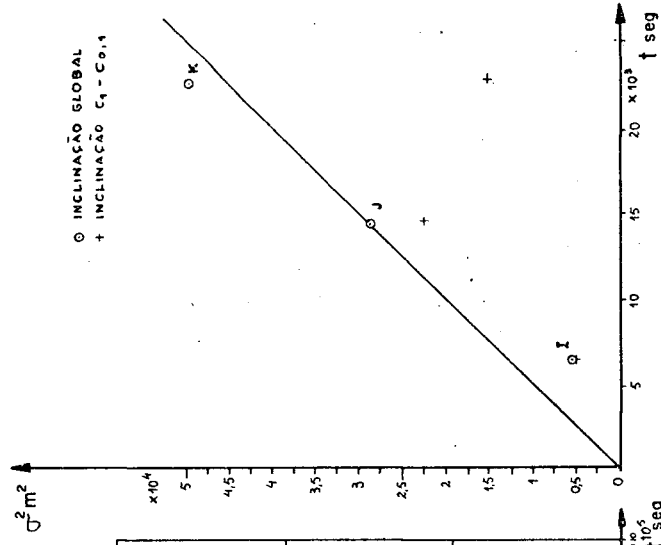
DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL



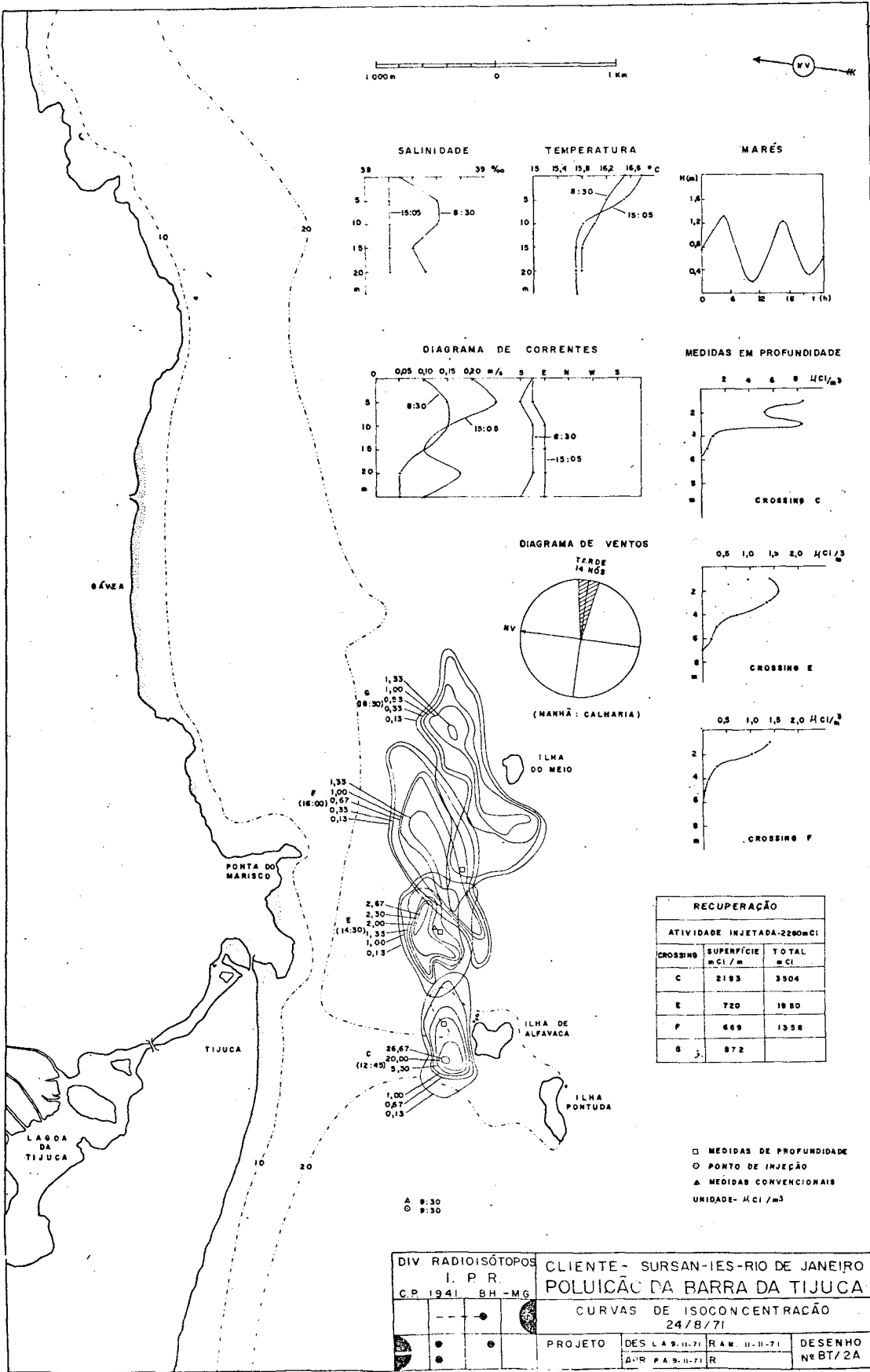
PICO x TEMPO

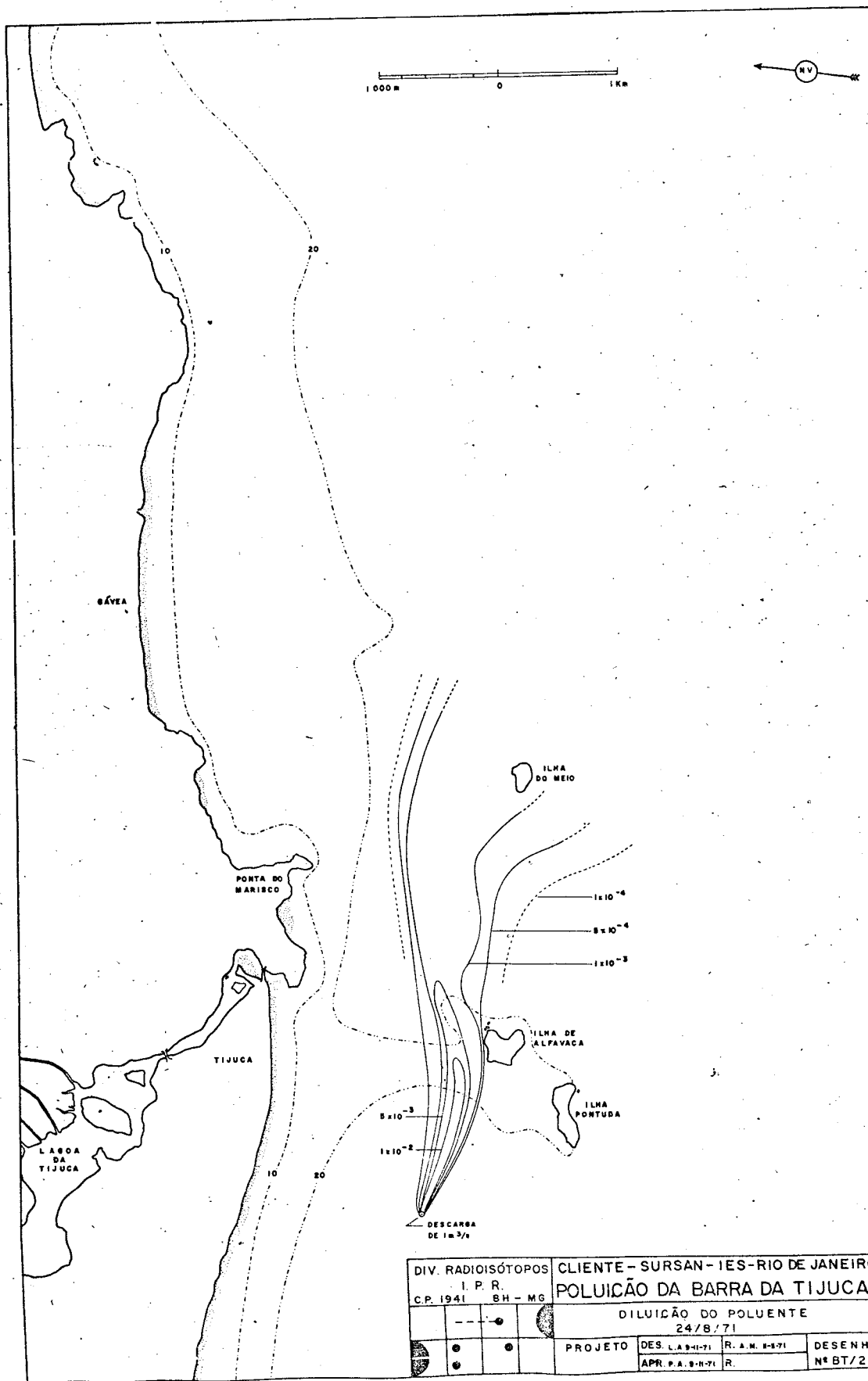


DISPERSÃO MÉDIA



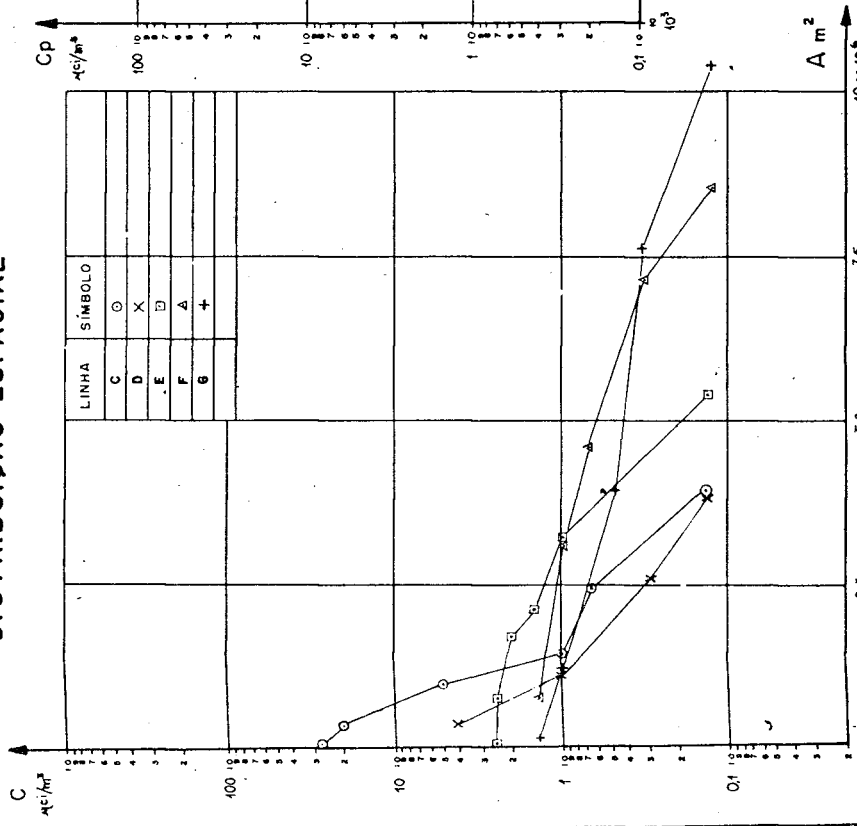
DIV. RADIONUCLÍDIOS		CLIENTE - SURSANT-IES-RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
CP 10-41	BH-MG	TRATAMENTO PADRÃO-TEÓRICO	
		PROJETO	DES. LASHITZ AMÉR. 71
			30-4-71
			DESENHO
			Nº BT/1C



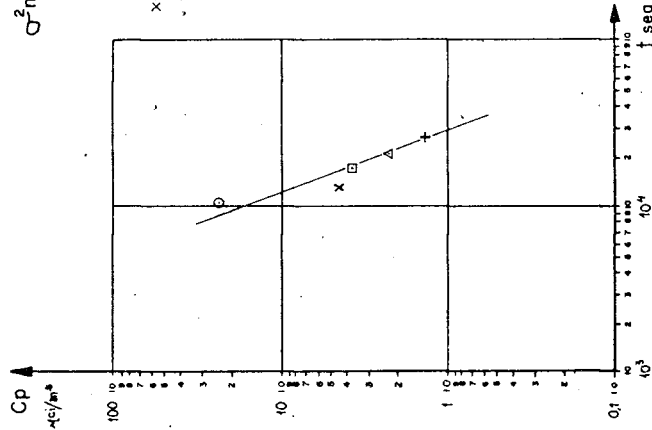


DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE - SURSAN - IES-RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
C.P. 1941	SH - MG	DILUIÇÃO DO POLUENTE	
		24/8/71	
PROJETO		DES. L.A. 8-1-71	R. A.M. 8-9-71
		APR. P.A. 8-11-71	R.
		DESENHO Nº BT/2B	

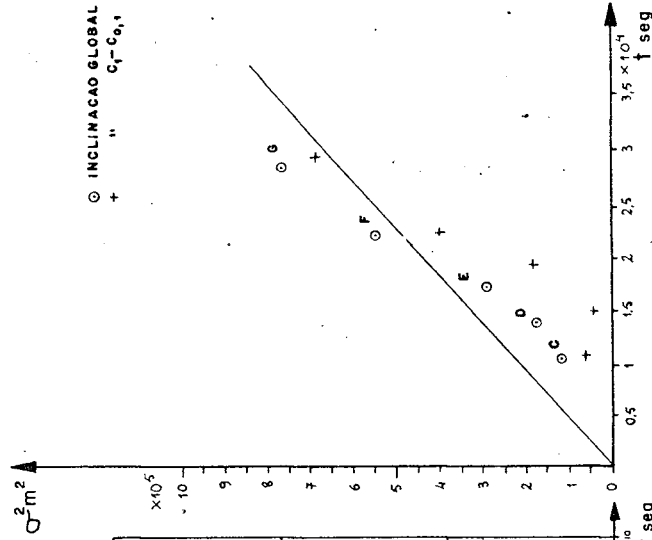
DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL



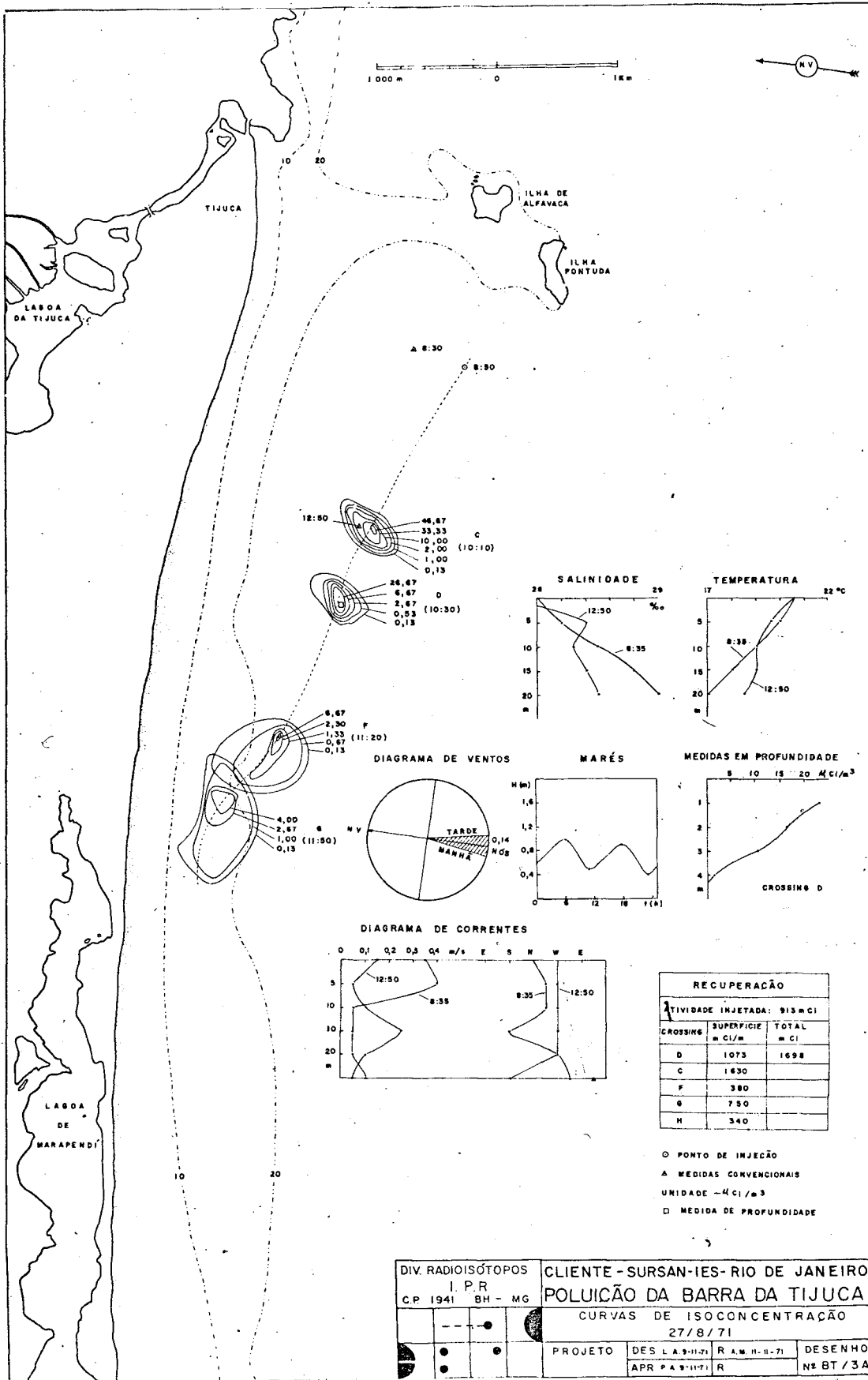
PICO x TEMPO



DISPERSÃO MÉDIA



DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE: SURSAN - IES - RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
CP 1941	BH MG	TRATAMENTO PADRÃO TEÓRICO	
●	●	PROJETO	DES. L.A. 9-11-71 / R.A.M. 11-71
●	●	APR. P.A. 9-11-71	DESENHO
			BT/2C



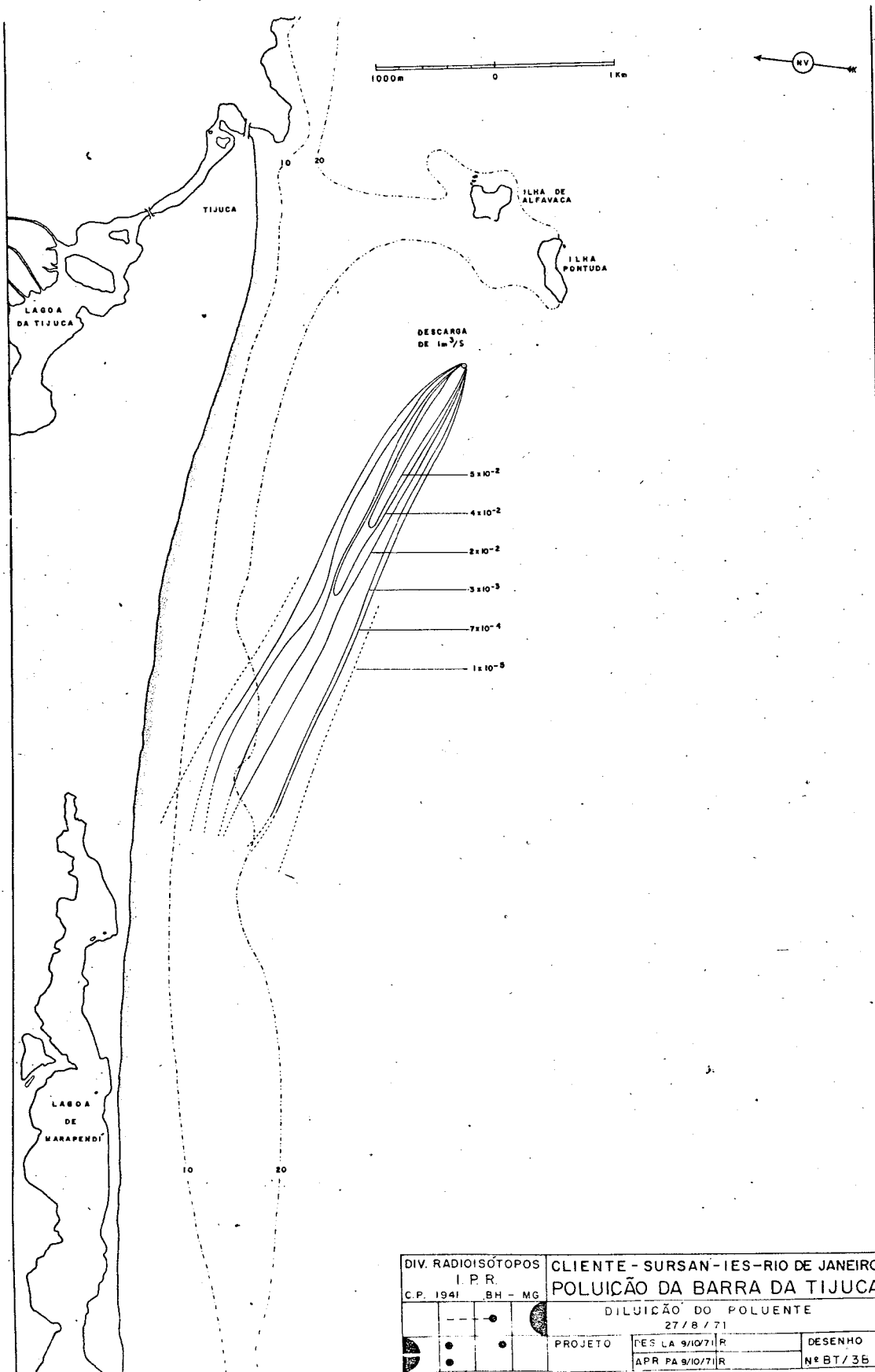
DIV. RADIOISÓTOPOS I. P. R. C.P. 1941 BH - MG

CLIENTE - SURSAN-IES- RIO DE JANEIRO

POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA

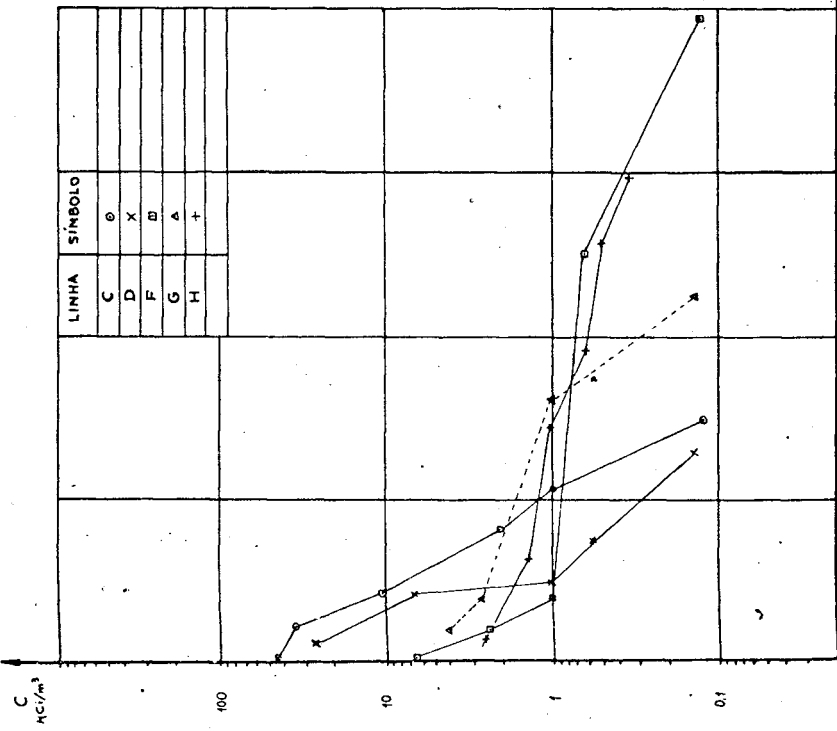
CURVAS DE ISOCONCENTRAÇÃO 27/8/71

PROJETO	DES L A 9-11-71	R A M. II-71	DESENHO
	APR P A 9-11-71	R	Nº BT/3A



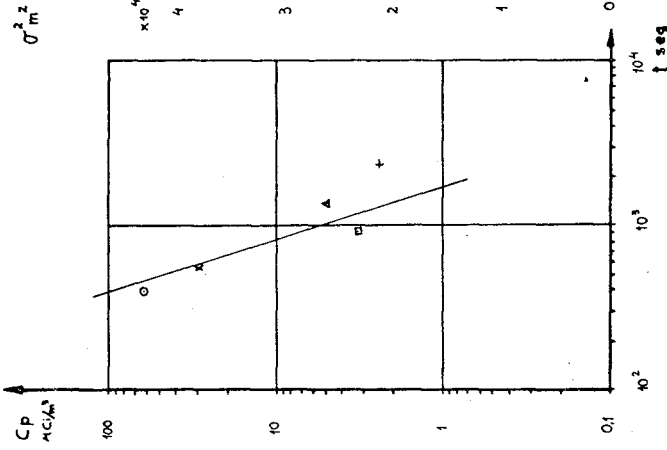
DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE - SURSAN - IES - RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
C. P. 1941	BH - MG	DILUIÇÃO DO POLUENTE	
		27/8/71	
		PROJETO	DESIGNO
		TES LA 9/10/71 R	Nº BT/35
		APR PA 9/10/71 R	

DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL

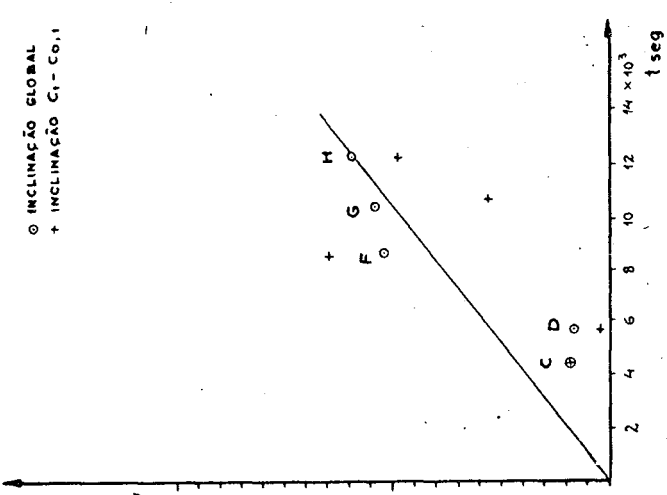


LINHA CHEIA	1	2	3	4 x 10 ⁵
LINHA PONTILHADA	2	4	6	8 x 10 ⁵

PICO x TEMPO

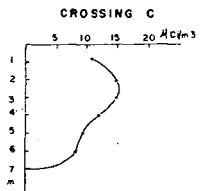
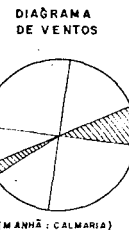
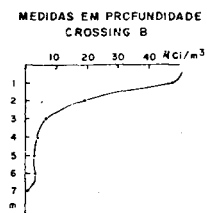
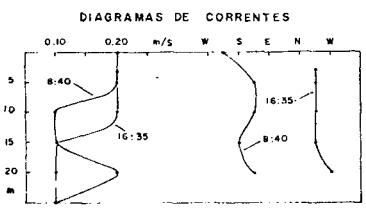
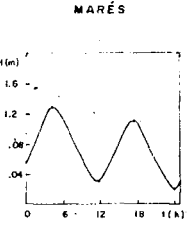
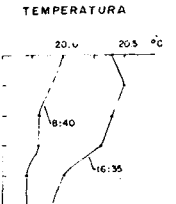
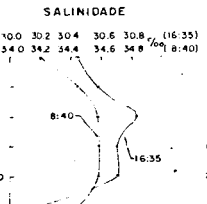
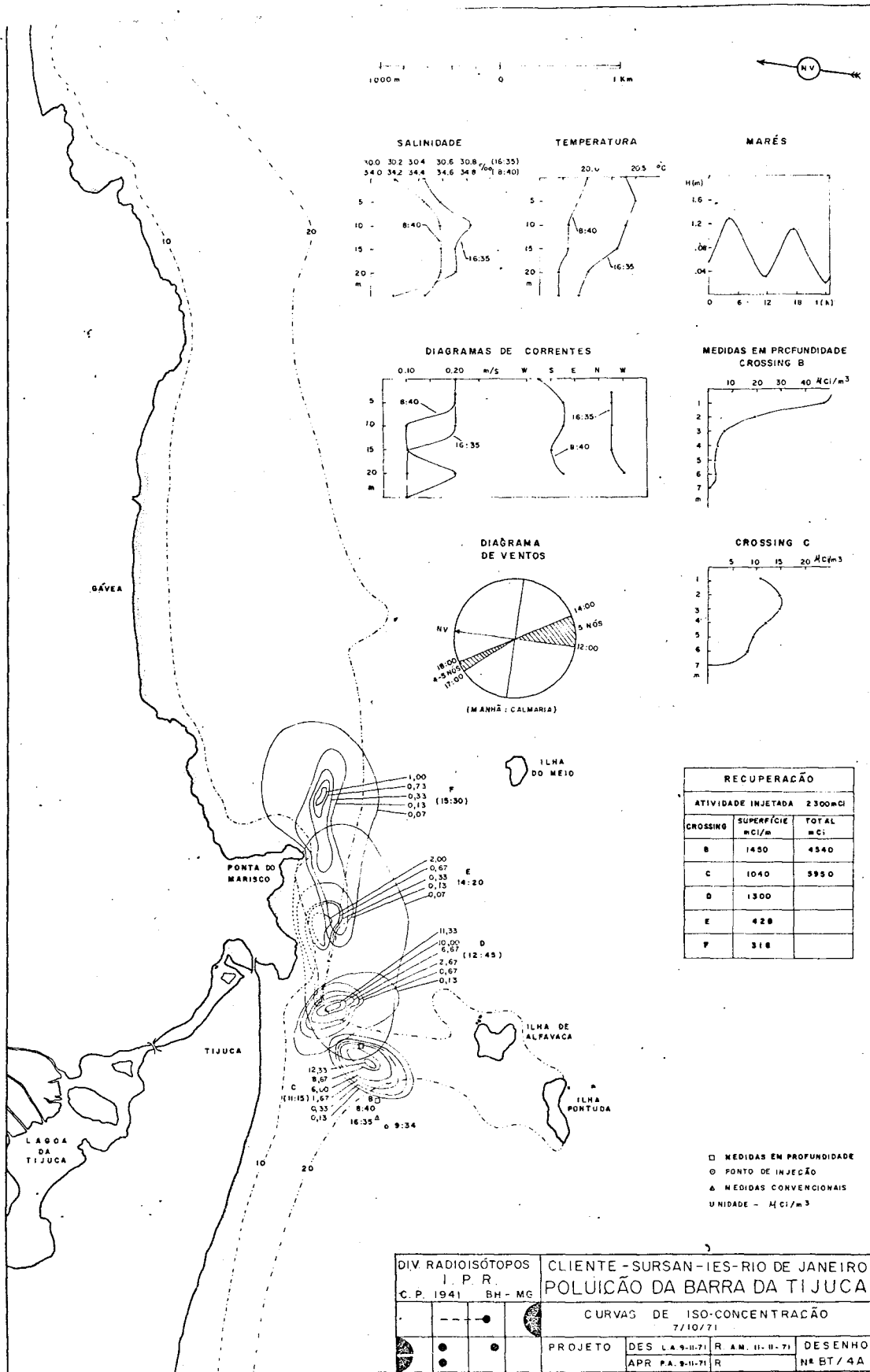


DISPERSÃO MÉDIA

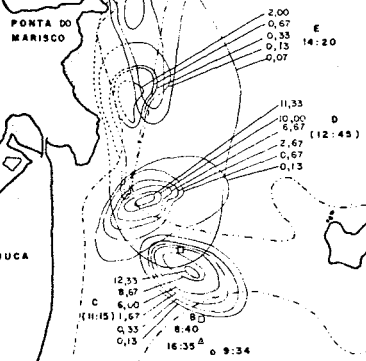


○ INCLINAÇÃO GLOBAL
+ INCLINAÇÃO C₁ - C₀, 1

DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE- SURSAN-IES - RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
CP 19/41	BH MG	TRATAMENTO PADRÃO - TEÓRICO	
		PROJETO	DESENHO
		DES. LA. 9/11/71 R. A. M. U. 71	27-8-71
		APR. PA. 9/11/71 R.	BT/3C

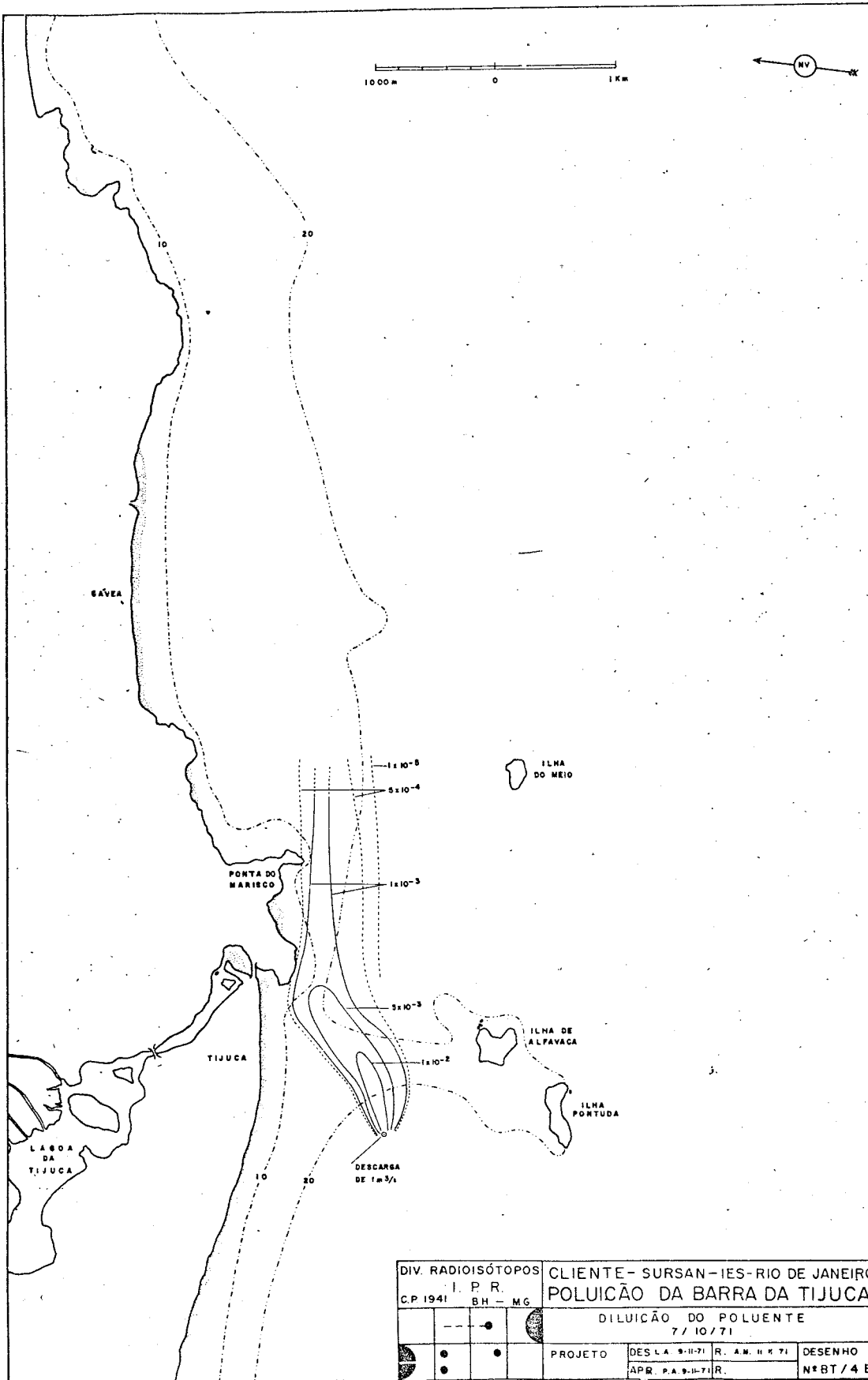


RECUPERAÇÃO		
ATIVIDADE INJETADA	2300mCi	
CROSSING	SUPERFÍCIE mCi/m	TOTAL mCi
B	1450	4340
C	1040	3950
D	1300	
E	420	
F	318	

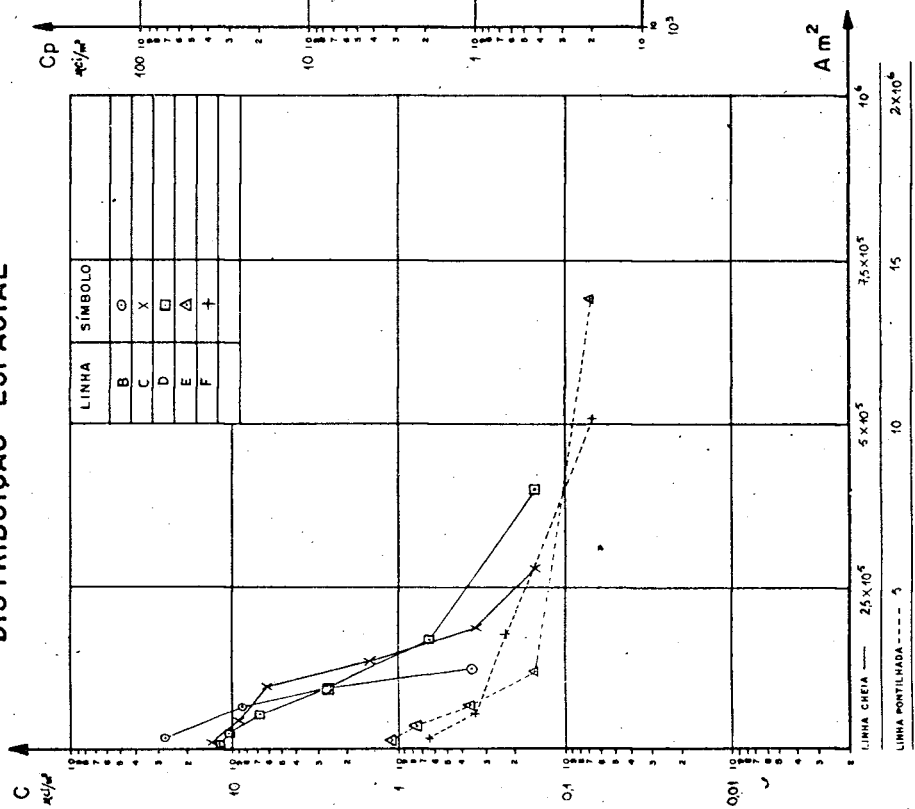


□ MEDIDAS EM PROFUNDIDADE
○ FONTO DE INJEÇÃO
▲ MEDIDAS CONVENCIONAIS
UNIDADE - Mci/m³

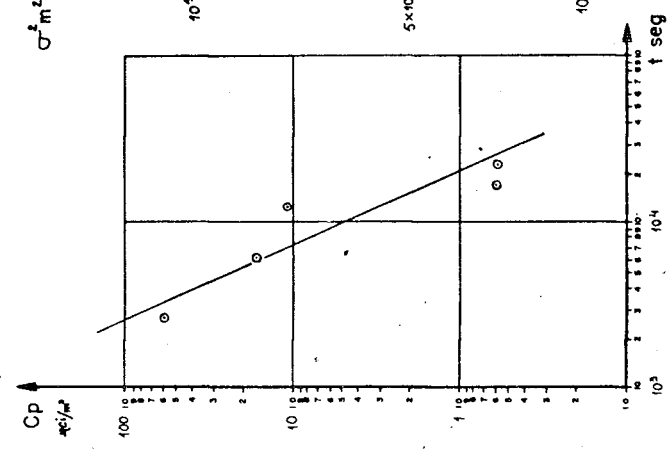
DIV. RADIOISÓTOPOS I. P. R. C. P. 1941 BH - MG	CLIENTE - SURSAN - IES - RIO DE JANEIRO POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA
CURVAS DE ISO-CONCENTRAÇÃO 7/10/71	
PROJETO	DES. L.A. 9-11-71 R. A.M. 11-11-71 APR. P.A. 9-11-71 R.
DESENHO Nº BT/4A	



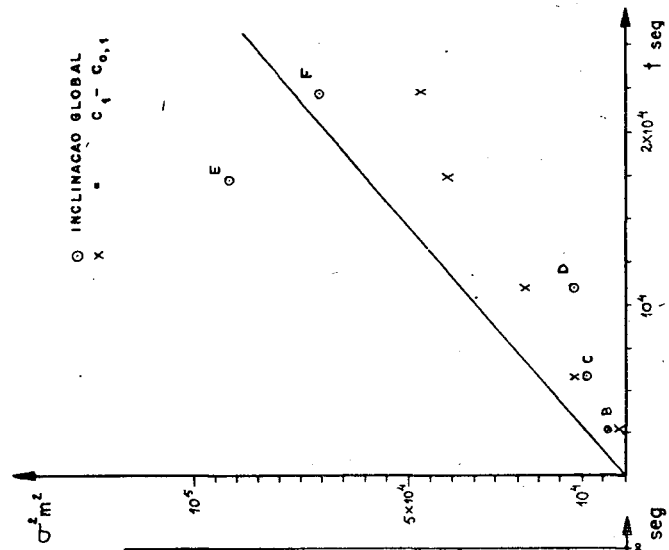
DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL



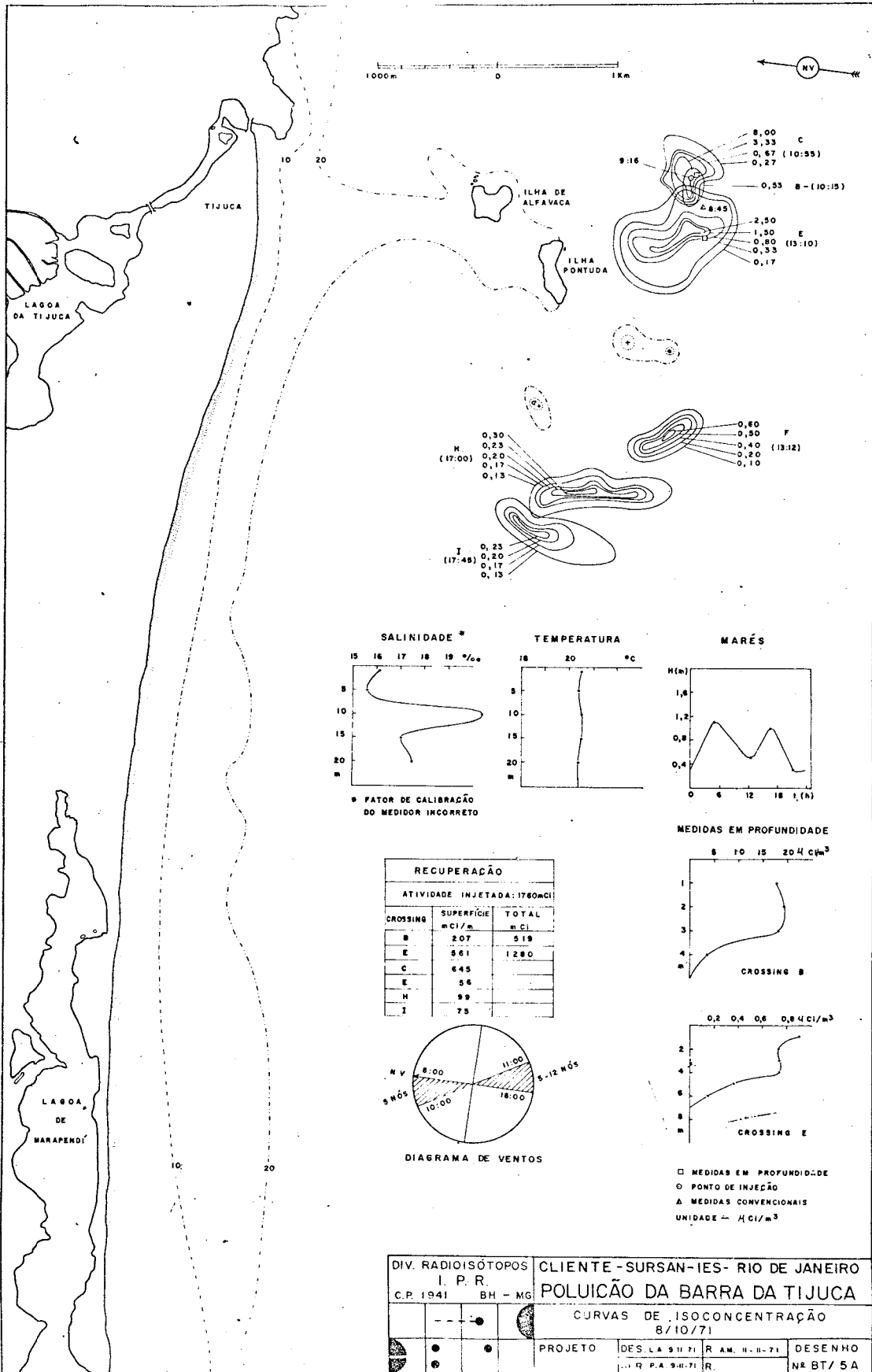
PICO x TEMPO



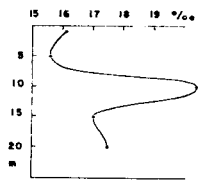
DISPERSÃO MÉDIA



DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE: SURSAN-IES - RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
CP 1941	BH M6	TRATAMENTO PADRÃO TEÓRICO	
---	---	7-10-71	
---	---	PROJETO	DES.L.A.910 R AM.11.71
---	---	APV.P.A.9171	BT / 4 C

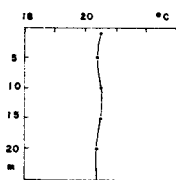


SALINIDADE *

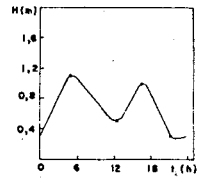


* FATOR DE CALIBRAÇÃO DO MEDIDOR INCORRETO

TEMPERATURA



MARÉS



RECUPERAÇÃO

ATIVIDADE INJETADA: 1760mCi		
CROSSING	SUPERFÍCIE mCi/m	TOTAL mCi
B	207	519
E	561	1280
C	645	
H	99	
I	75	

MEDIDAS EM PROFUNDIDADE

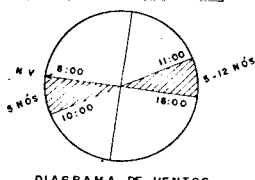
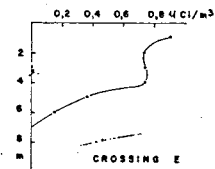
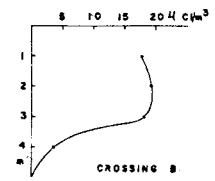
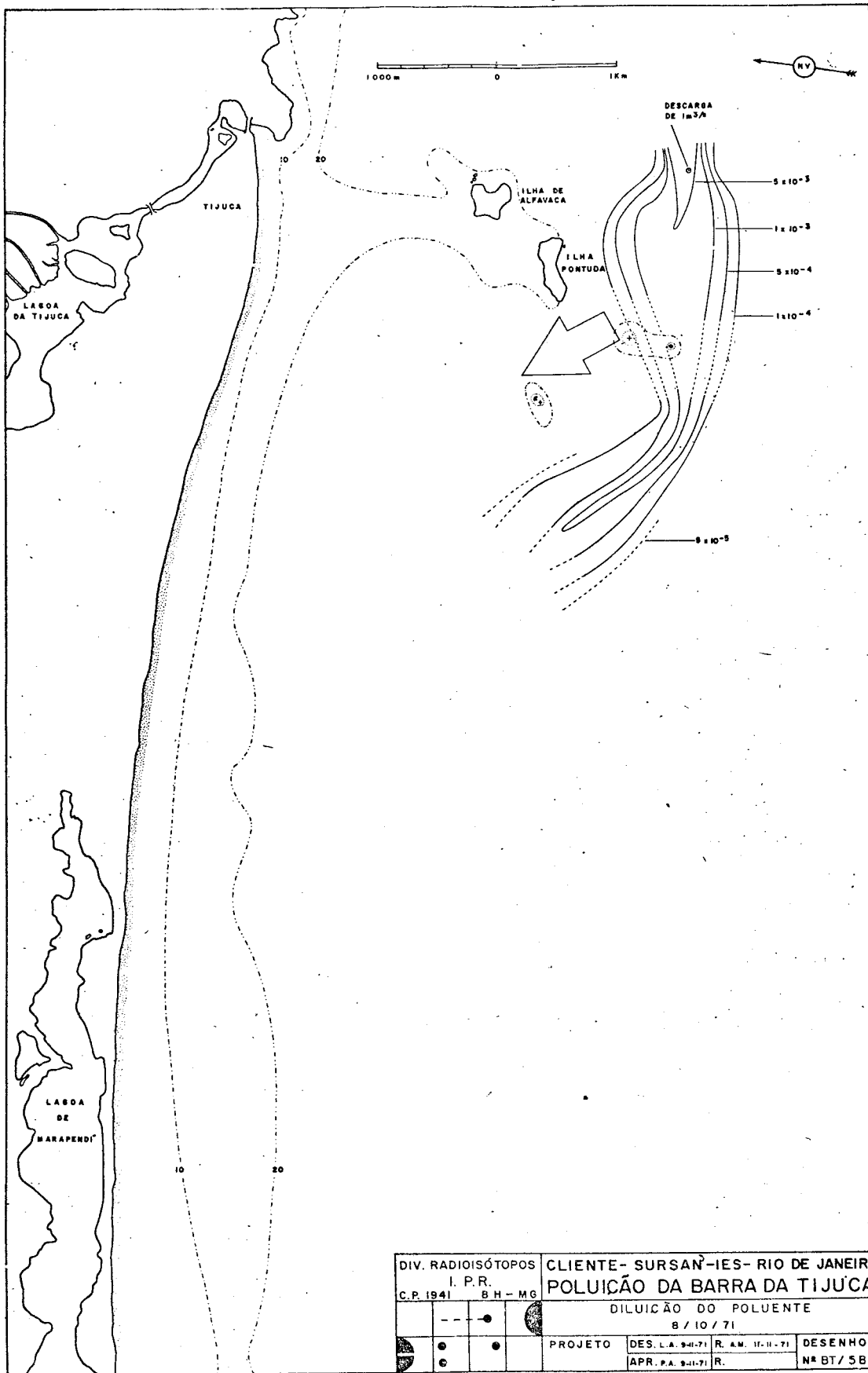


DIAGRAMA DE VENTOS

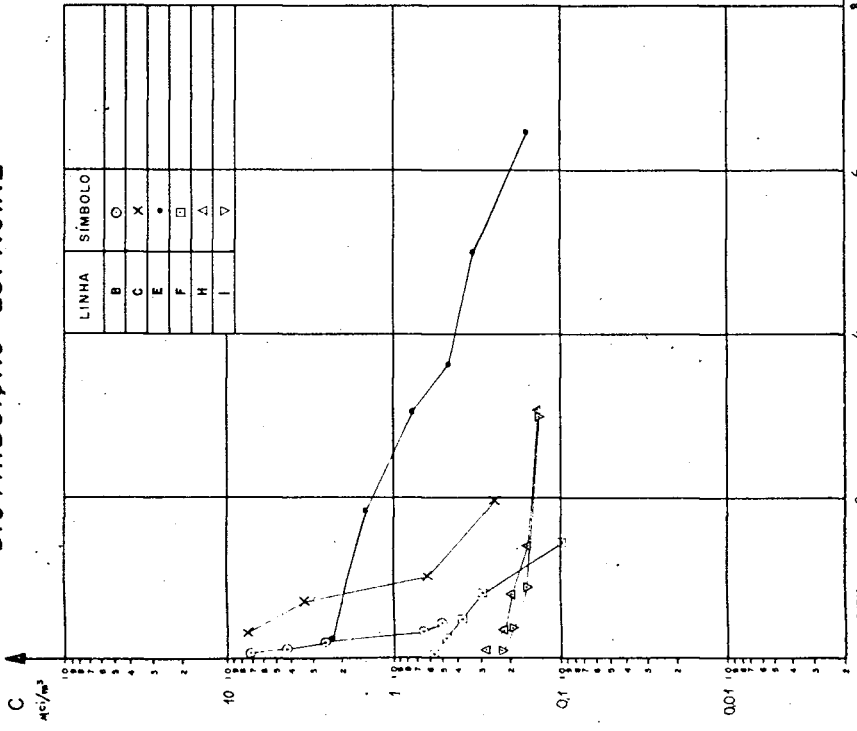
□ MEDIDAS EM PROFUNDIDADE
○ PONTO DE INJEÇÃO
△ MEDIDAS CONVENCIONAIS
UNIDADE - Ci/m³

DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE - SURSAN-IES- RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
C.P. 1941	BH - MG	CURVAS DE ISOCONCENTRAÇÃO	
		8/10/71	
PROJETO	DES. LA 911-71	R. AM. H. 11-71	DESENHO
	R. P. A. 911-71	R.	Nº BT/5A

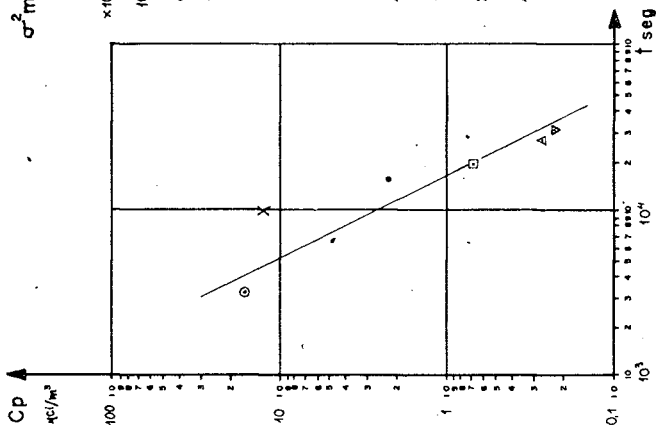


DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE - SURSAN-IES- RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
C.P. 1941	BH - MG	DILUIÇÃO DO POLUENTE	
		8 / 10 / 71	
PROJETO		DES. L.A. 9-II-71	R. A.M. 11-II-71
		APR. P.A. 9-II-71	R.
		DESENHO	
		Nº BT / 5B	

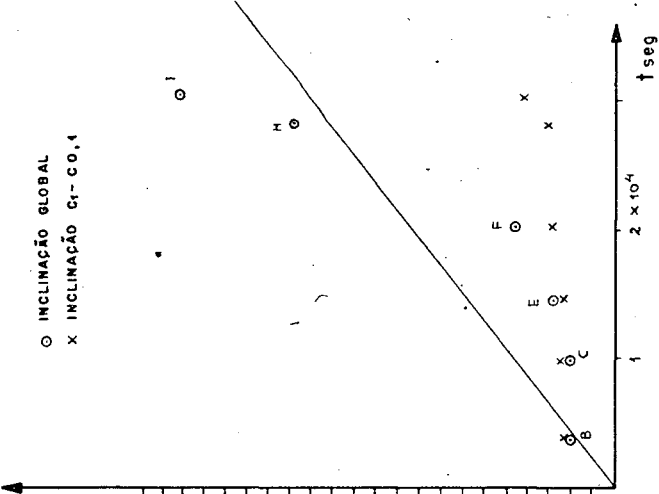
DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL



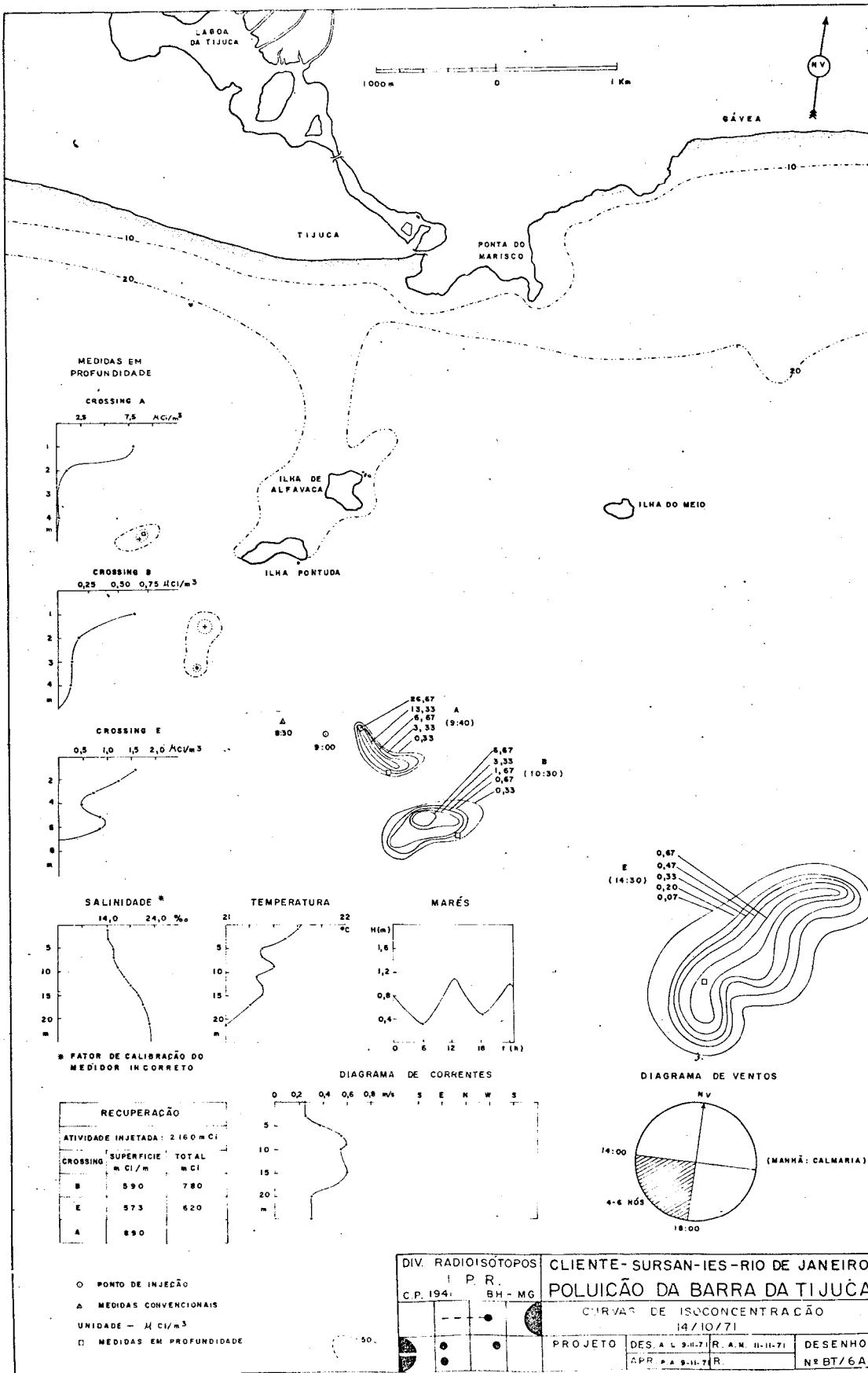
PICO x TEMPO



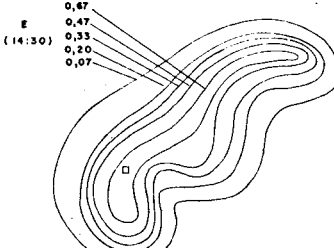
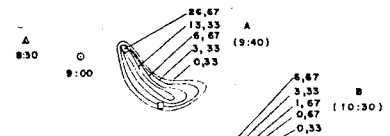
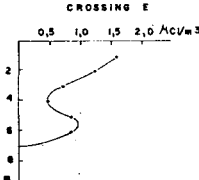
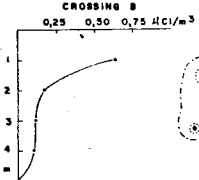
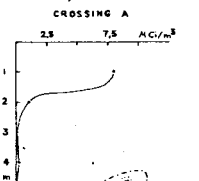
DISPERSÃO MÉDIA



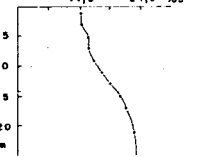
DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE- SURSANTES - RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
CP 1941	BH MG	TRATAMENTO PADRÃO-TEÓRICO	
		8-10-71	
		PROJETO	DESENHO
		APR-PA.9-1-71 R	BT / 5C



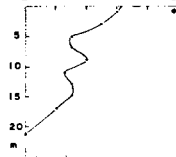
MEDIDAS EM PROFUNDIDADE



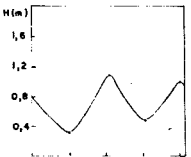
SALINIDADE %



TEMPERATURA



MAREES



FATOR DE CALIBRACAO DO MEDIDOR INCORRETO

CROSSING	SUPERFICIE	TOTAL
	$\mu\text{Ci}/\text{m}^3$	μCi
B	590	780
E	573	620
A	890	

DIAGRAMA DE CORRENTES

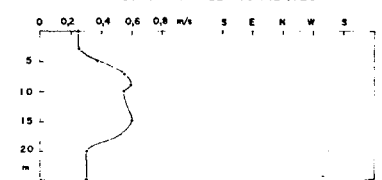
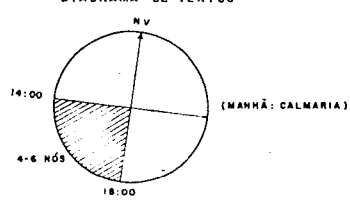
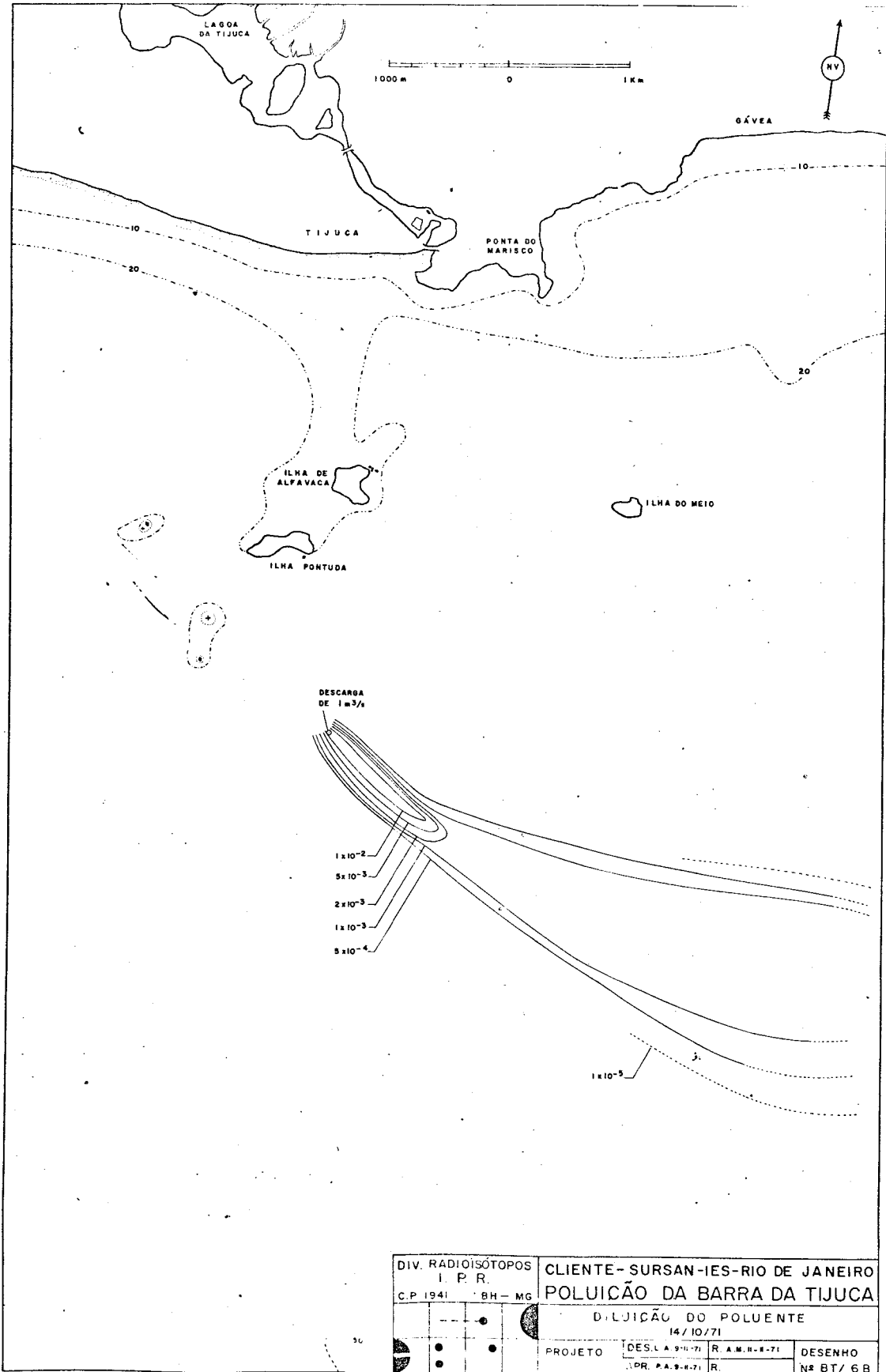


DIAGRAMA DE VENTOS



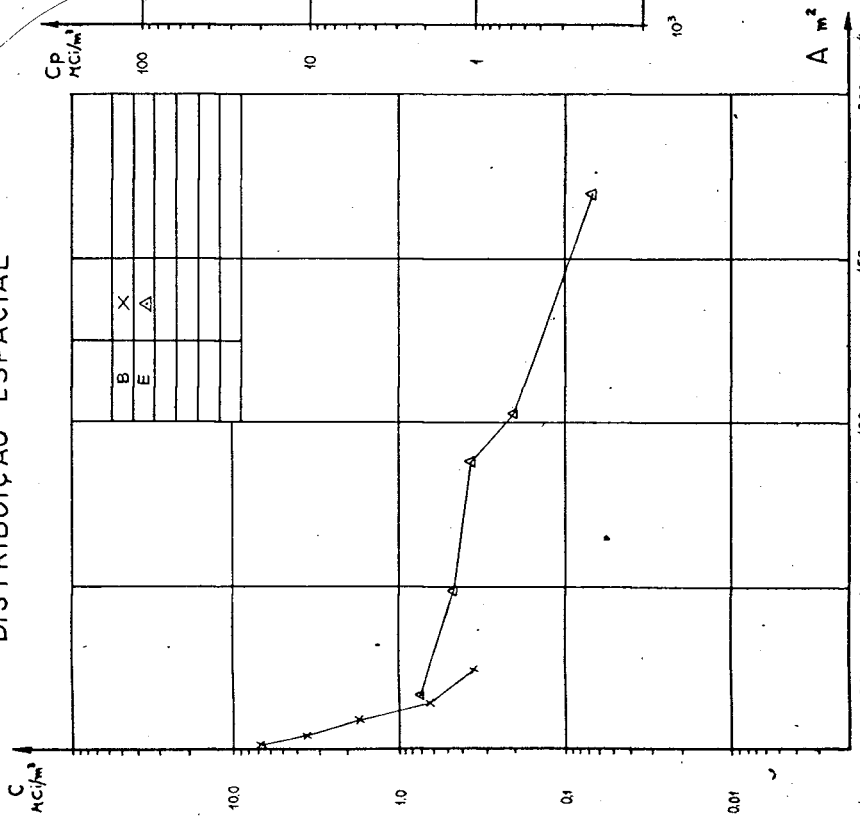
- PONTO DE INJEÇÃO
- △ MEDIDAS CONVENCIONAIS
- UNIDADE - $\mu\text{Ci}/\text{m}^3$
- MEDIDAS EM PROFUNDIDADE

DIV. RADIOISÓTOPOS I. P. R. C.P. 194 BH - MG	CLIENTE - SURSAN - IES - RIO DE JANEIRO POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA CURVAS DE ISOCONCENTRAÇÃO 14/10/71
PROJETO DES. A. L. 9-11-71 APR. P. A. 9-11-71	R. A. M. 11-11-71 DESENHO Nº BT/6A

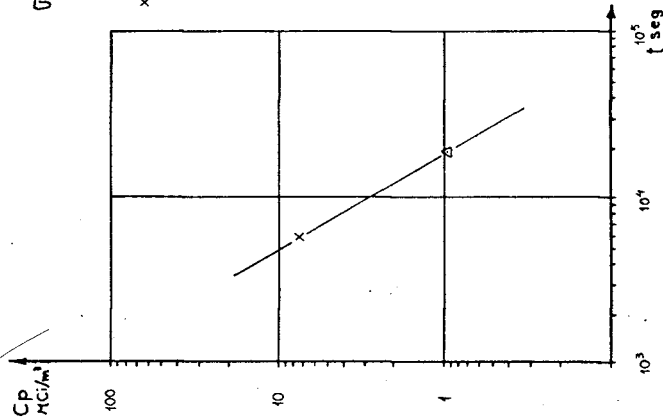


DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE - SURSAN - IES - RIO DE JANEIRO	
I. P. R.		POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA	
C.P. 1941 BH - MG		DILUIÇÃO DO POLUENTE	
		14/10/71	
PROJETO		DES. L. A. 9-11-71	R. A. M. H. - 8-71
		PR. P. A. 9-8-71	R.
		DESENHO	
		Nº BT/68	

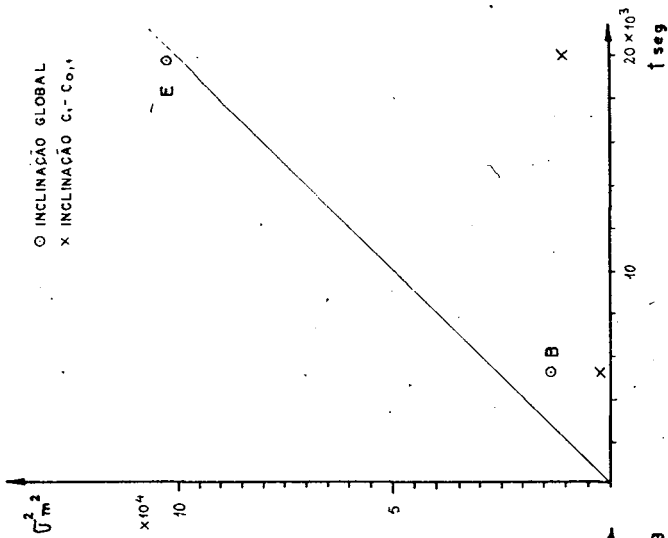
DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL



PICO x TEMPO



DISPERSÃO MÉDIA



DIV. RADIOSÓTÓPOS
I. P. R.
CP 1941 - BH - MG

CLIENTE - SURSAR - IES - RIO DE JANEIRO
POLUIÇÃO DA BARRA DA TIJUCA
TRATAMENTO PADRÃO - TEÓRICO
PROJETO DES. LA. S. H. T. R. A. M. I. H. R. T. DESENHO BT / 6 C
APR. PA. S. H. T. R.

LINHA CHEIA ----- 50
LINHA PONTILHADA - - - - - 200 x 10⁴

APÊNDICE 4

Tabela com os dados mais relevantes para a interpretação dos dados colhidos nos trabalhos de campo. Barra da Tijuca e Praia de Itaorna.

APÊNDICE 4.

BARRA DA TIJUCA - 30/04.71

Nuvem	$\sigma^2 \times 10^4$ m ²	vel. m/seg	$t \times 10^3$ seg	$X \times 10^3$ m	w m/seg	Profundida de - m
I	0.54	0.10	7.32	1.08	1.05	35.00
J	2.51	0.38	14.34	2.84	3.34	35.00
K	3.22	0.29	22.98	5.72	3.34	31.00

BARRA DA TIJUCA - 24/08.71

Nuvem	$\sigma^2 \times 10^4$ m ²	vel. m/seg	$t \times 10^4$ seg	$X \times 10^3$ m	w m/seg	Profundida de - m
C	0.84	0.17	1.07	1.50	0.00	18.00
D	1.05	0.21	1.40	2.30	7.20	26.00
E	2.31	0.15	1.74	3.00	7.20	26.00
F	4.70	0.13	2.21	3.45	7.20	26.00
G	7.15	0.17	2.84	4.45	7.20	27.00

BARRA DA TIJUCA - 27/08.71

Nuvem	$\sigma^2 \times 10^4$ m ²	vel. m/seg	$t \times 10^3$ seg	$X \times 10^3$ m	w m/seg	profundida de - m
C	0.52	0.25	4.62	1.97	0.07	30.00
D	0.30	0.27	5.88	2.53	0.07	28.00
F	2.83	0.33	9.01	3.87	0.07	22.00
G	2.15	0.37	10.56	4.76	0.07	18.00
H	2.74	0.30	12.24	4.99	0.07	18.00

BARRA DA TIJUCA - 07/10.71

Nuvem	$\sigma^2 \times 10^4$ m ²	vel. m/seg	$t \times 10^3$ seg	$X \times 10^3$ m	w m/seg	profundida de - m
B	0.32	0.11	0.28	0.40	0.00	15.00
C	1.07	0.11	0.61	0.75	0.00	15.00
D	1.80	0.11	1.17	1.30	2.57	20.00
E	6.70	0.16	1.77	1.85	2.57	15.00
F	5.98	0.14	2.25	3.05	2.57	15.00

BARRA DA TIJUCA - 08/10.71

Nuvem	$\sigma^2 \times 10^4$ m ²	vel. m/seg	$t \times 10^4$ seg	$X \times 10^3$ m	w m/seg	profundida de - m
B	0.20	0.06	0.35	0.38	2.57	35.00
C	1.04	0.06	1.01	0.48	4.12	35.00
E	3.70	0.13	1.42	1.03	4.12	32.00
F	7.04	0.15	2.00	2.46	4.12	40.00
H	34.90	0.15	2.82	3.19	4.12	35.00
I	50.90	0.14	3.05	3.99	4.12	35.00

BARRA DA TIJUCA - 14/10-71

Nuvem	$\sigma^2 \times 10^4$ m ²	vel. m/seg	$t \times 10^4$ seg	$X \times 10^3$ m	w m/seg	profundida de - m
B	0.15	0.13	0.54	1.03	0.00	38.00
E	10.31	0.15	1.97	2.96	3.13	42.00

ITAORNA - 21/06.72

Nuvem	$\sigma^2 \times 10^2$ m ²	vel. m/seg	$t \times 10^3$ seg	$X \times 10^3$ m	w m/seg	profundida de - m
A	0.51	0.02	1.44	0.03	0.00	10.00
B	5.59	0.01	4.20	0.07	0.00	10.00
C	19.35	0.04	10.50	0.33	0.00	10.00

ITAORNA - 22/06.72

Nuvem	$\sigma^2 \times 10^2$ m ²	vel. m/seg	$t \times 10^3$ seg	$X \times 10^3$ m	w m/seg	profundida de - m
B	0.07	0.08	3.30	0.17	0.00	10

ITAORNA - 23/06.72

Nuvem	$\sigma^2 \times 10^2$ m ²	vel. m/seg.	$t \times 10^3$ seg	$X \times 10^3$ m	w m/seg	profundida de - m
B	1.00	0.02	2.82	0.04	0.00	10.00
C	1.12	0.01	4.74	0.06	0.00	10.00
D	2.43	0.02	7.20	0.12	0.00	10.00
E	5.05	0.01	11.16	0.17	0.00	10.00
F	17.62	0.02	16.92	0.29	0.00	10.00
G	29.27	0.02	22.44	0.42	0.00	10.00
H	52.00	0.03	26.28	0.52	0.00	10.00

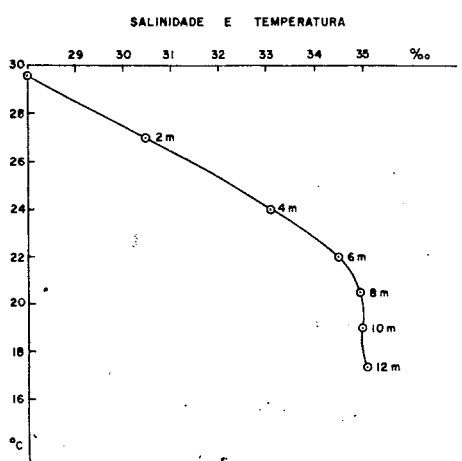
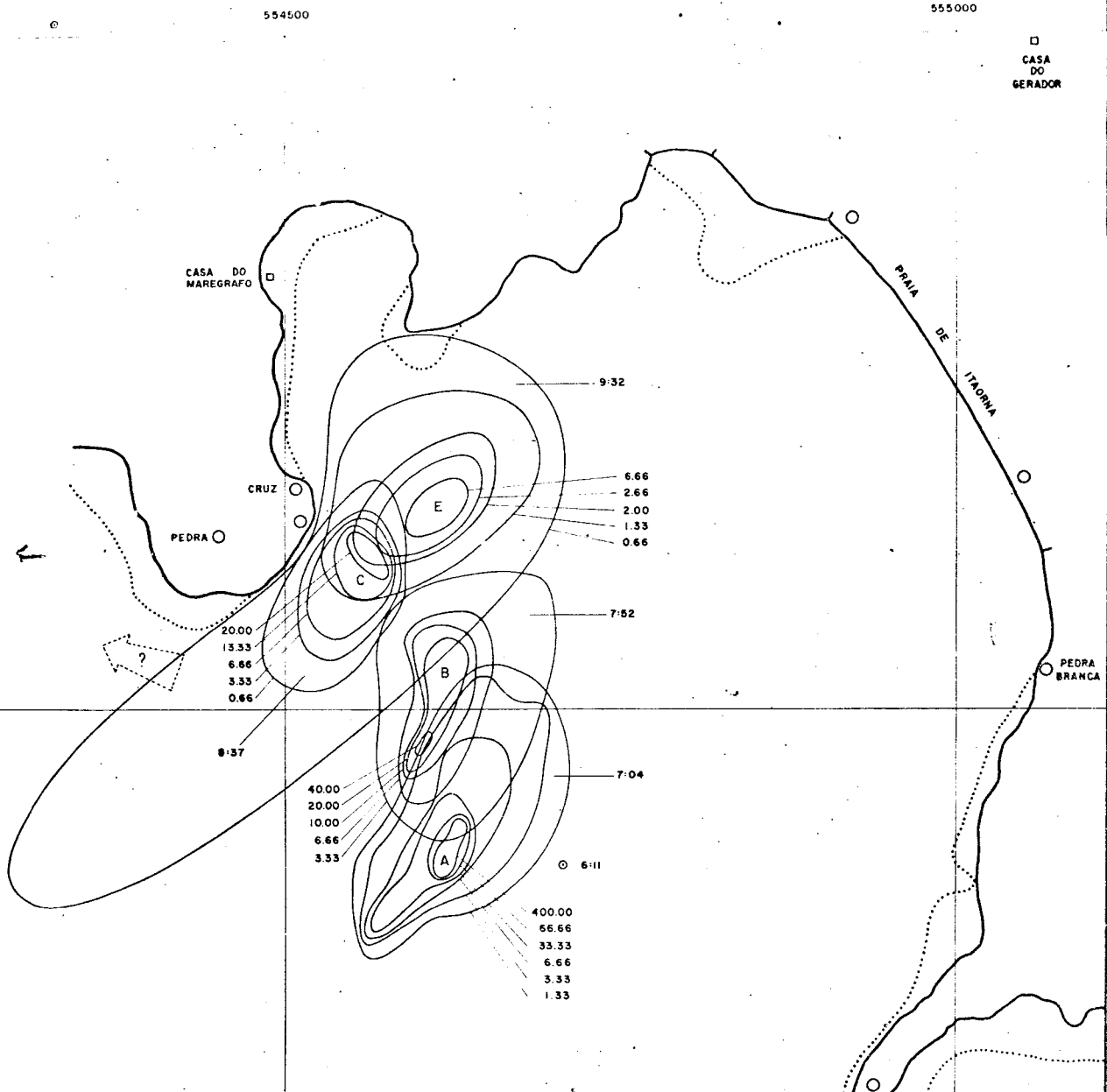
ITAORNA - 24/06.72

Nuvem	$\sigma^2 \times 10^2$ m ²	vel. m/seg	$t \times 10^3$ seg	$X \times 10^3$ m	w m/seg	profundida de - m
B	2.45	0.02	4.68	0.08	0.00	10.00
C	2.80	0.03	7.08	0.15	0.00	10.00
D	4.11	0.01	10.26	0.19	0.00	10.00

APÊNDICE 5

São apresentadas apenas as trajetórias das nuvens radioativas das cinco injeções realizadas em Itaorna.

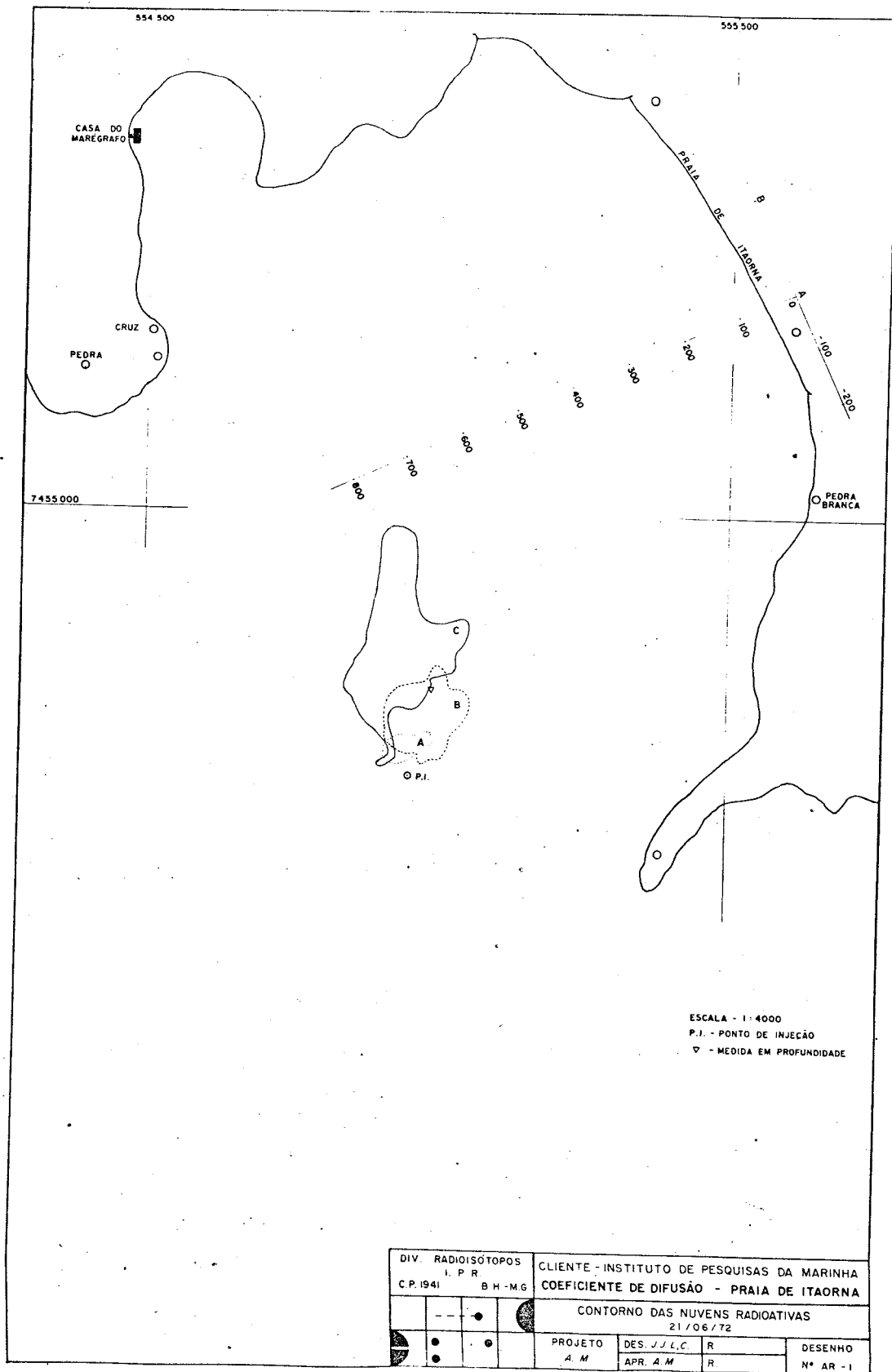
A análise completa dos dados obtidos será objeto de trabalho futuro.

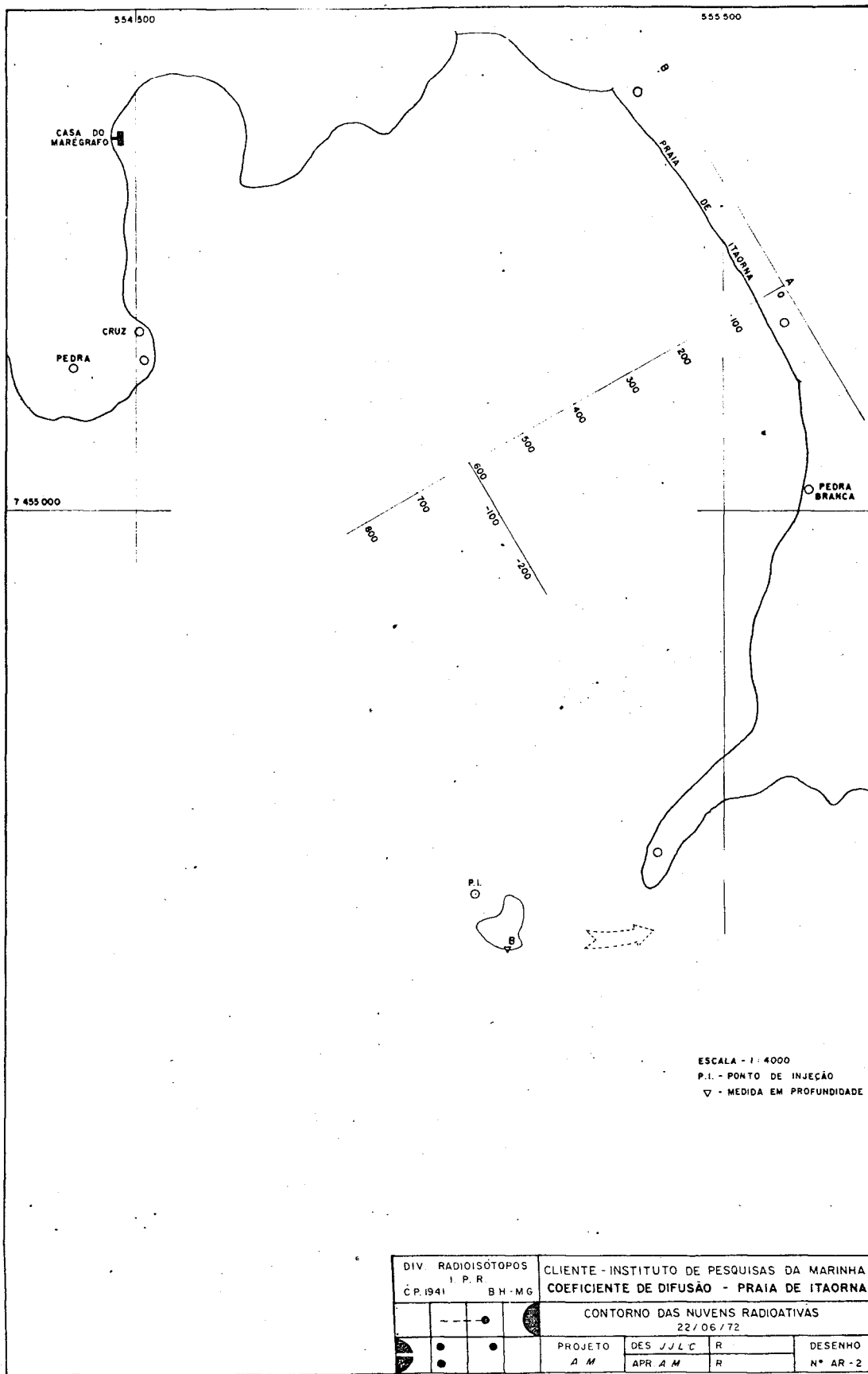


○ PONTO DE INJEÇÃO
 UNIDADE - $\mu\text{Ci}/\text{m}^3$
 ESCALA - 1:5000

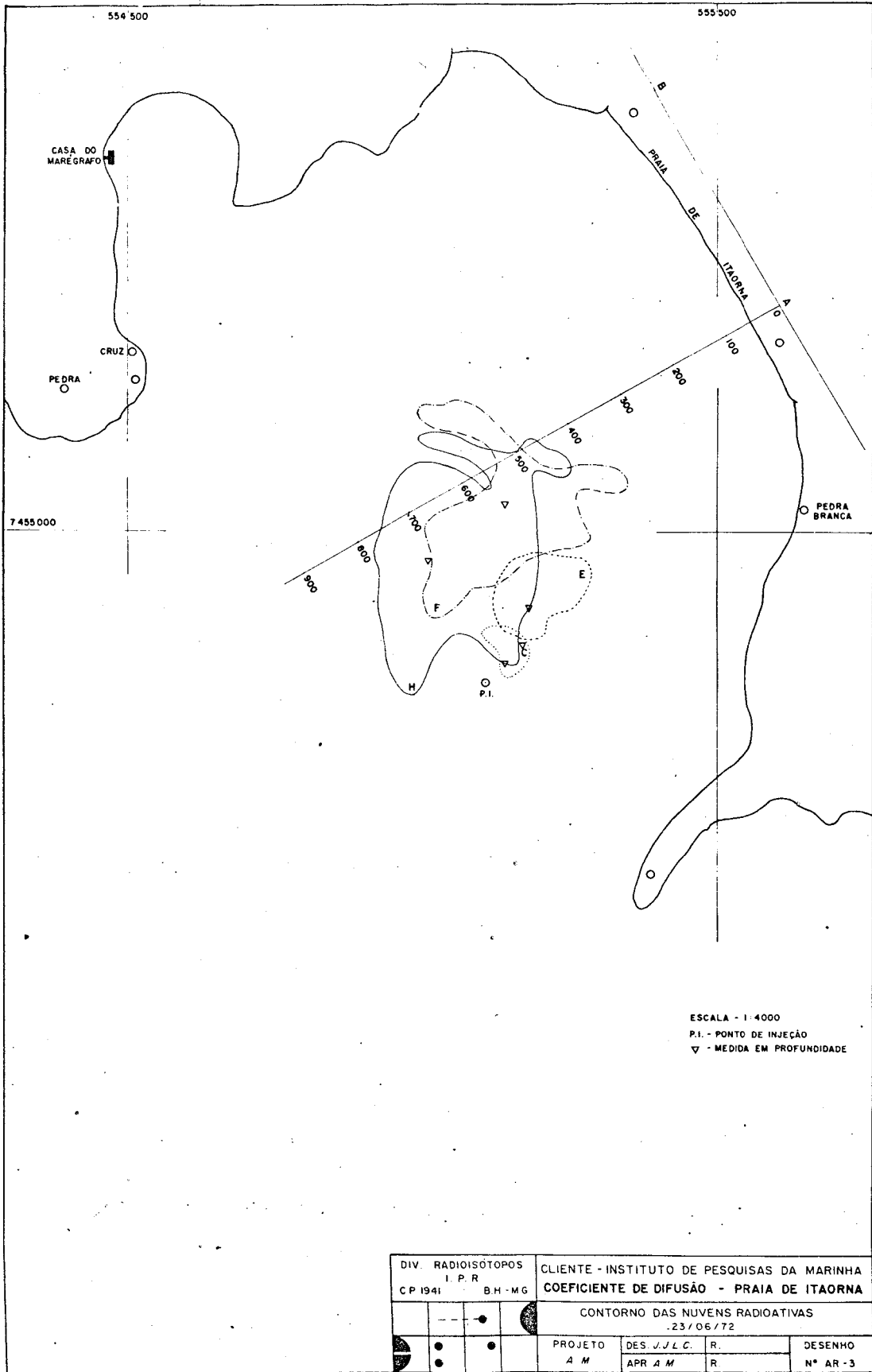
DIV RADIOISÓTOPOS I. P. R. C.P. 1964 BH - MG		CLIENTE - INST DE PESQ. DA MARINHA COEF DIFUSÃO Pr ITAORNA	
		CURVAS DE ISOCONCENTRAÇÃO 05-01-72	
PROJETO A M	DES LA APRAM	RAM 17/04/72 R	DESENHO Nº AR/1A

Laboratório de Radioisótopos
 Instituto de Pesquisas da Marinha
 Rio de Janeiro - RJ



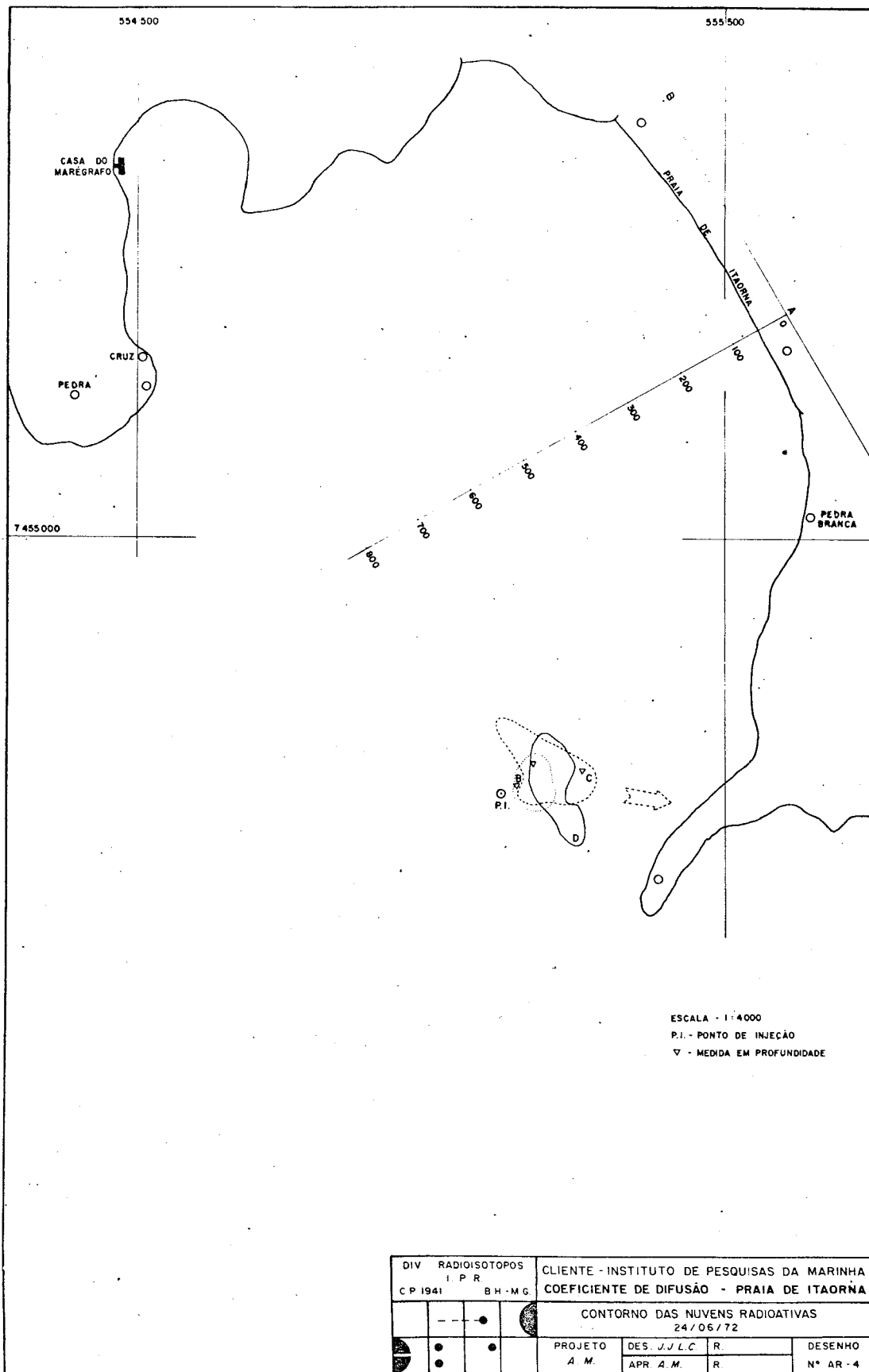


DIV. RADIOISÓTOPOS		CLIENTE - INSTITUTO DE PESQUISAS DA MARINHA	
I. P. R.		COEFICIENTE DE DIFUSÃO - PRAIA DE ITAORNA	
CP. 1941	BH - MG	CONTORNO DAS NUVENS RADIOATIVAS	
		22/06/72	
PROJETO	DES	JUL	R
AM	APR	AM	R
DESENHO			N° AR - 2



ESCALA - 1:4000
 P.I. - PONTO DE INJEÇÃO
 ▽ - MEDIDA EM PROFUNDIDADE

DIV. RADIOISÓTOPOS I. P. R.		CLIENTE - INSTITUTO DE PESQUISAS DA MARINHA	
C.P. 1941 B.H. - MG		COEFICIENTE DE DIFUSÃO - PRAIA DE ITAORNA	
CONTORNO DAS NUVENS RADIOATIVAS .23/06/72			
	PROJETO	DES. J.J.L.C. R.	DESENHO
	A M	APR A M	R N° AR - 3



ESCALA - 1:4000
 P.I. - PONTO DE INEÇÃO
 ▽ - MEDIDA EM PROFUNDIDADE

DIV. RADIOISOTOPOS		CLIENTE - INSTITUTO DE PESQUISAS DA MARINHA	
I. P. R.		COEFICIENTE DE DIFUSÃO - PRAIA DE ITAORNA	
C.P. 1941	BH - M. G.	CONTORNO DAS NUVENS RADIOATIVAS	
		24/06/72	
PROJETO	DES. J.J.L.C. R.	DESENHO	
A.M.	APR. A.M. R.	Nº AR - 4	

APÊNDICE 6

Gráficos da variância versus distância percorrida pelas nuvens, para algumas das injeções de traçador realizadas pela Divisão de Rádioisótopos.

Gráficos da variância versus o tempo transcorrido a partir da injeção, para o conjunto de injeções em uma mesma área.

Gráfico da variância versus distância para o conjunto de injeções de ambas as áreas.

σ^2
(m²)

10⁵

$\sigma^2 = 0.03 \cdot X^{1.1}$

10⁴

BARRA DA TIJUCA
30-04-71

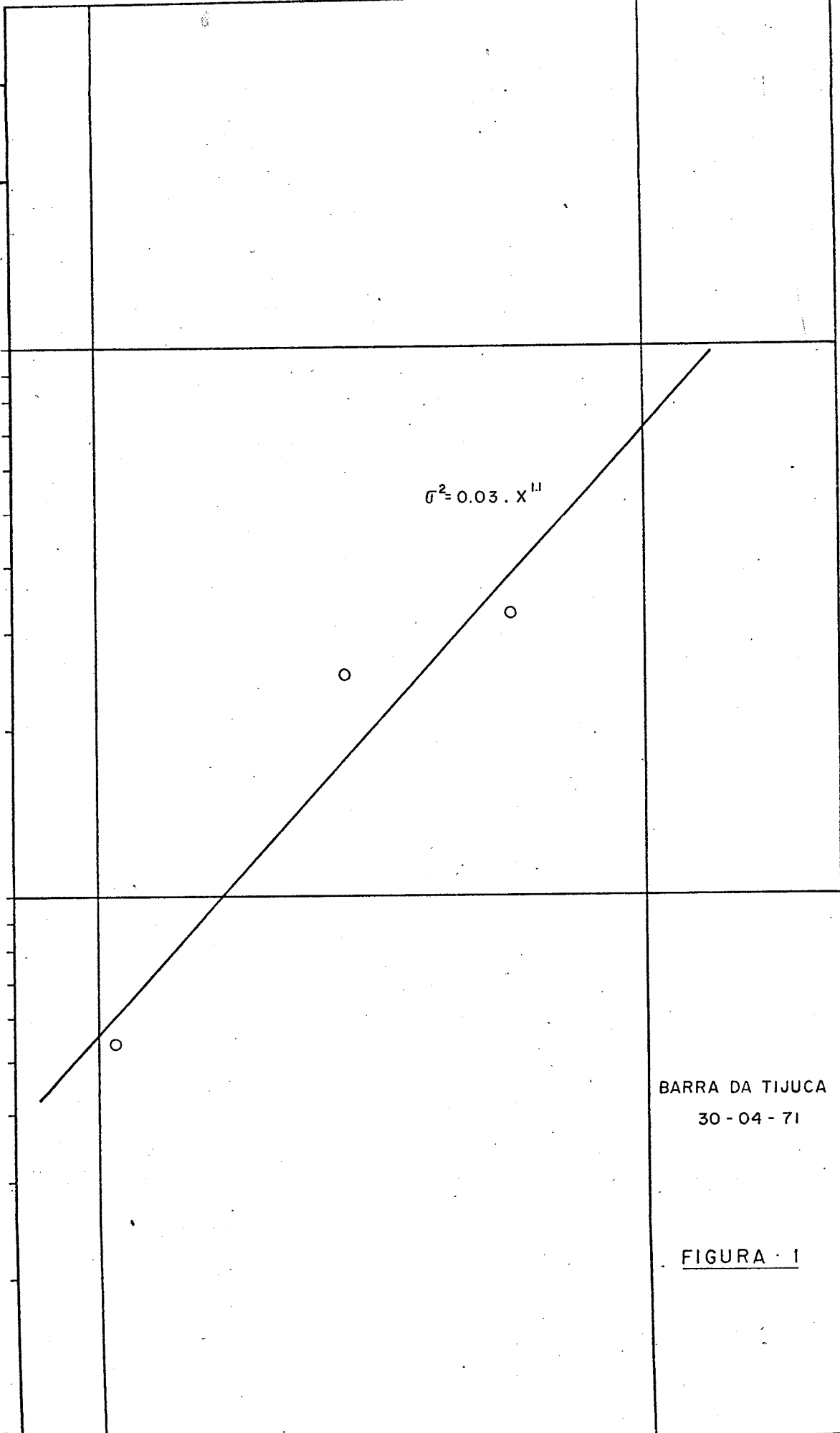
FIGURA 1

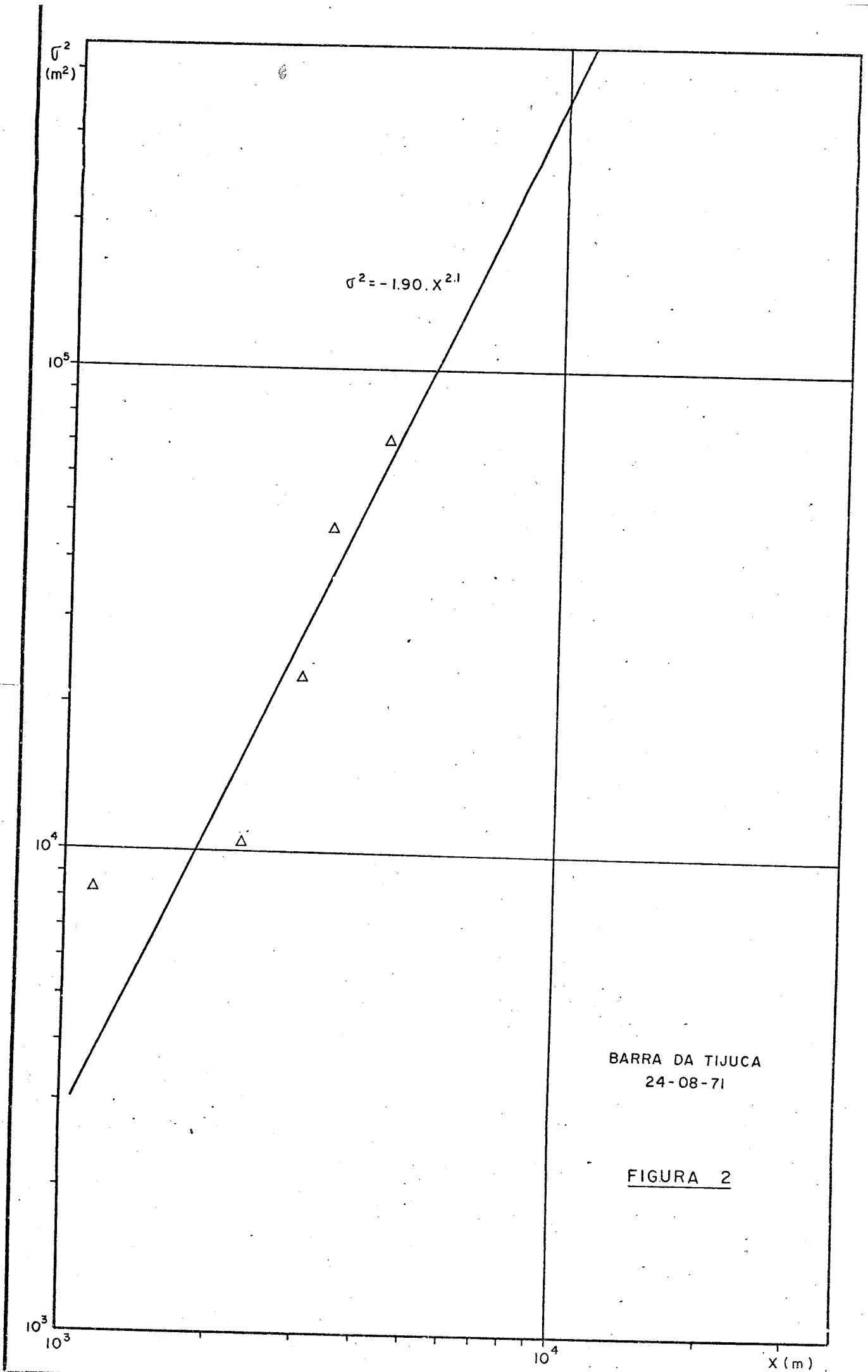
10³

10³

10⁴

X (m)



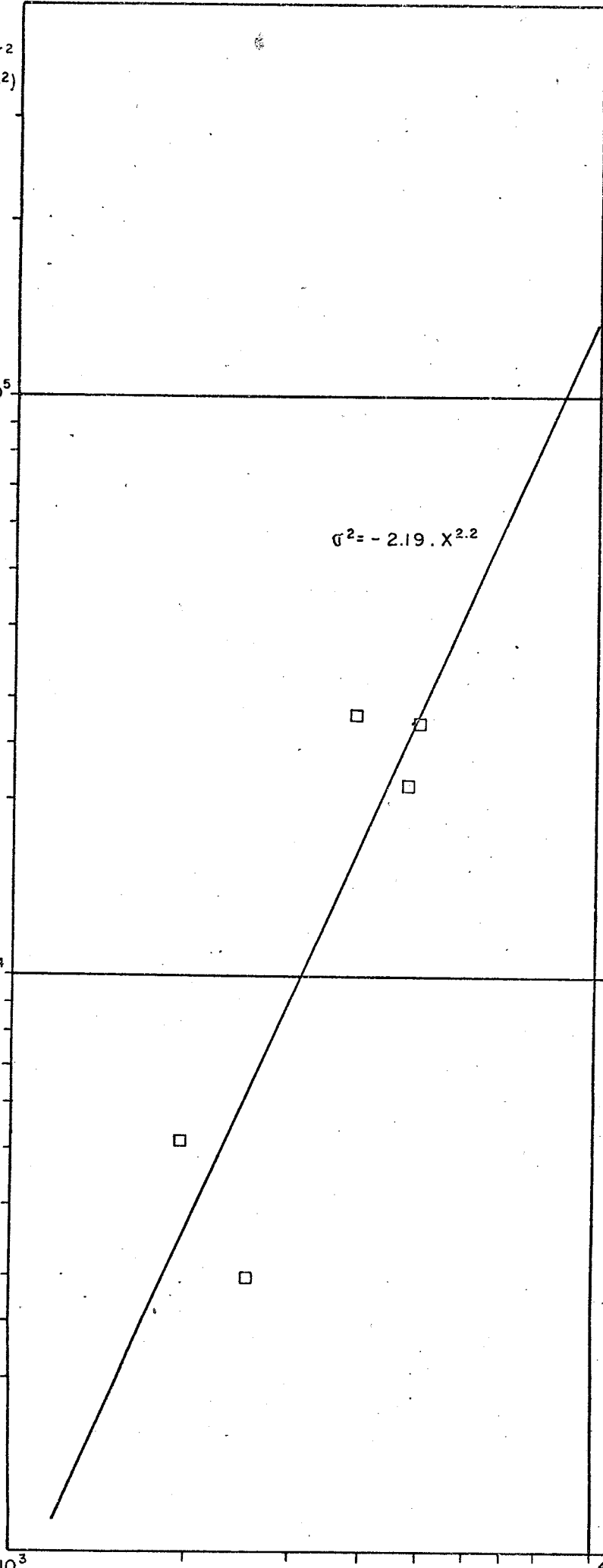


σ^2
(m²)

10⁵

10⁴

10³



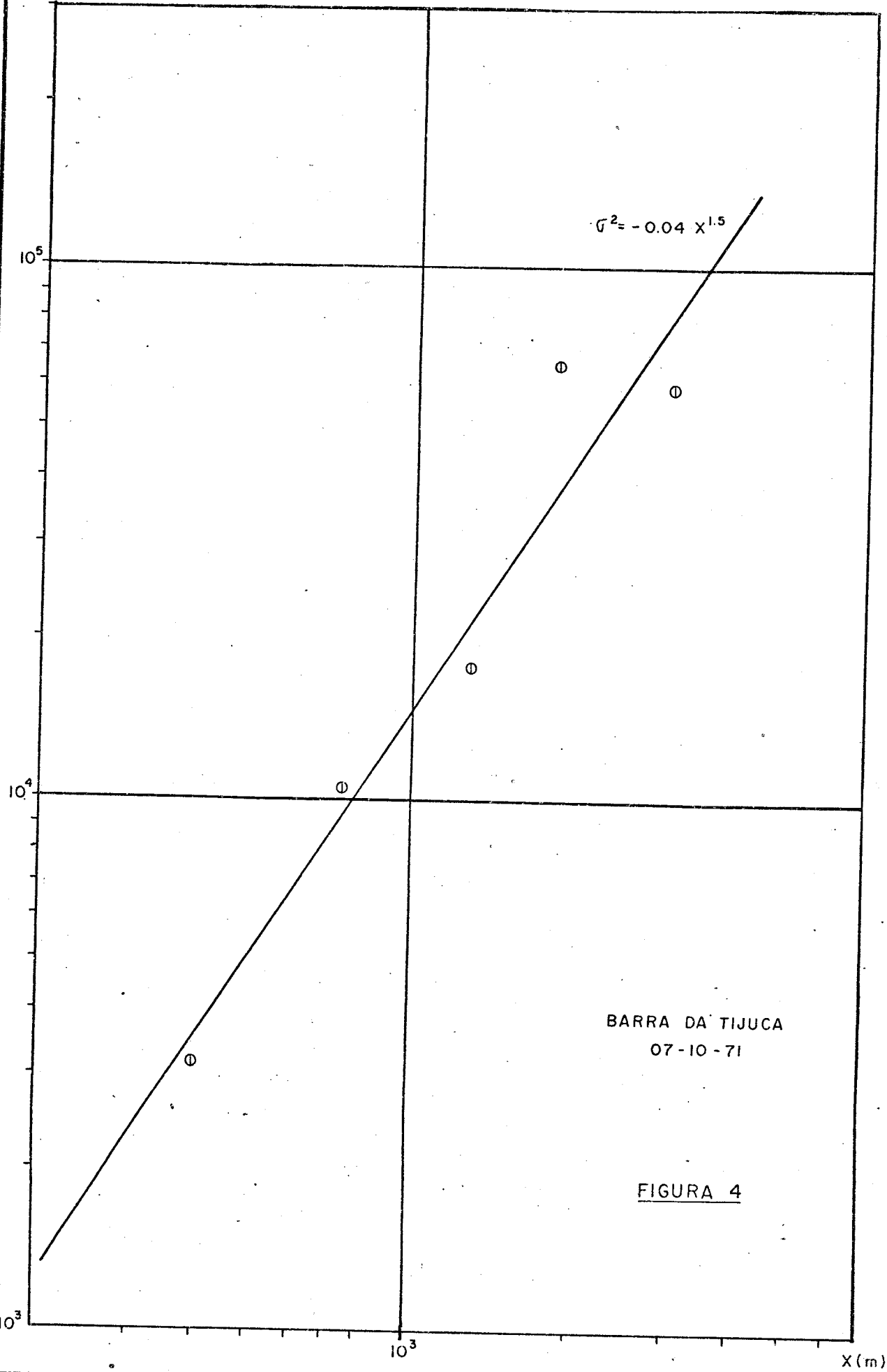
$\sigma^2 = -2.19 \cdot X^{2.2}$

BARRA DA TIJUCA
27-08-71

FIGURA 3

X (m)

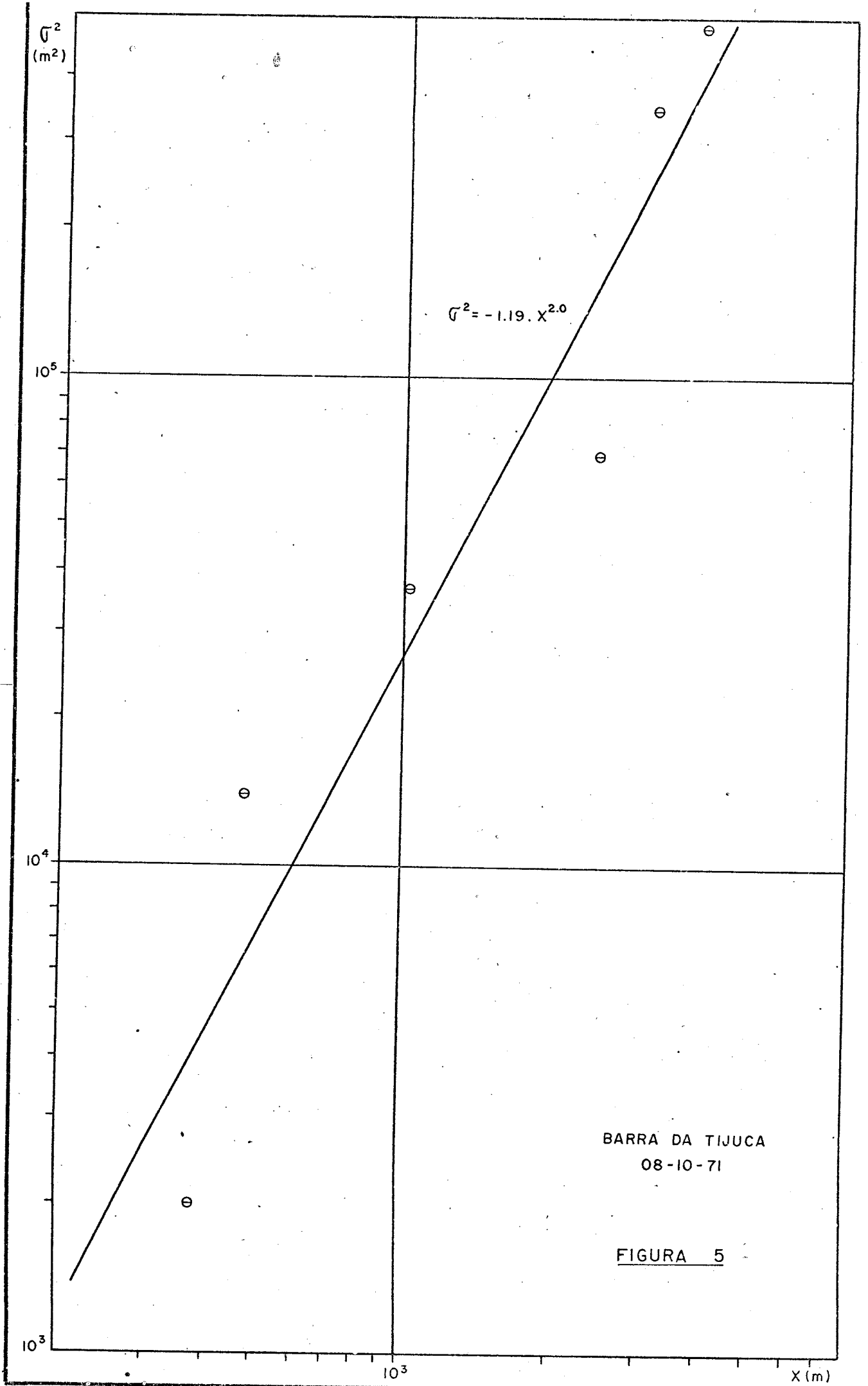
σ^2
(m²)



BARRA DA TIJUCA
07-10-71

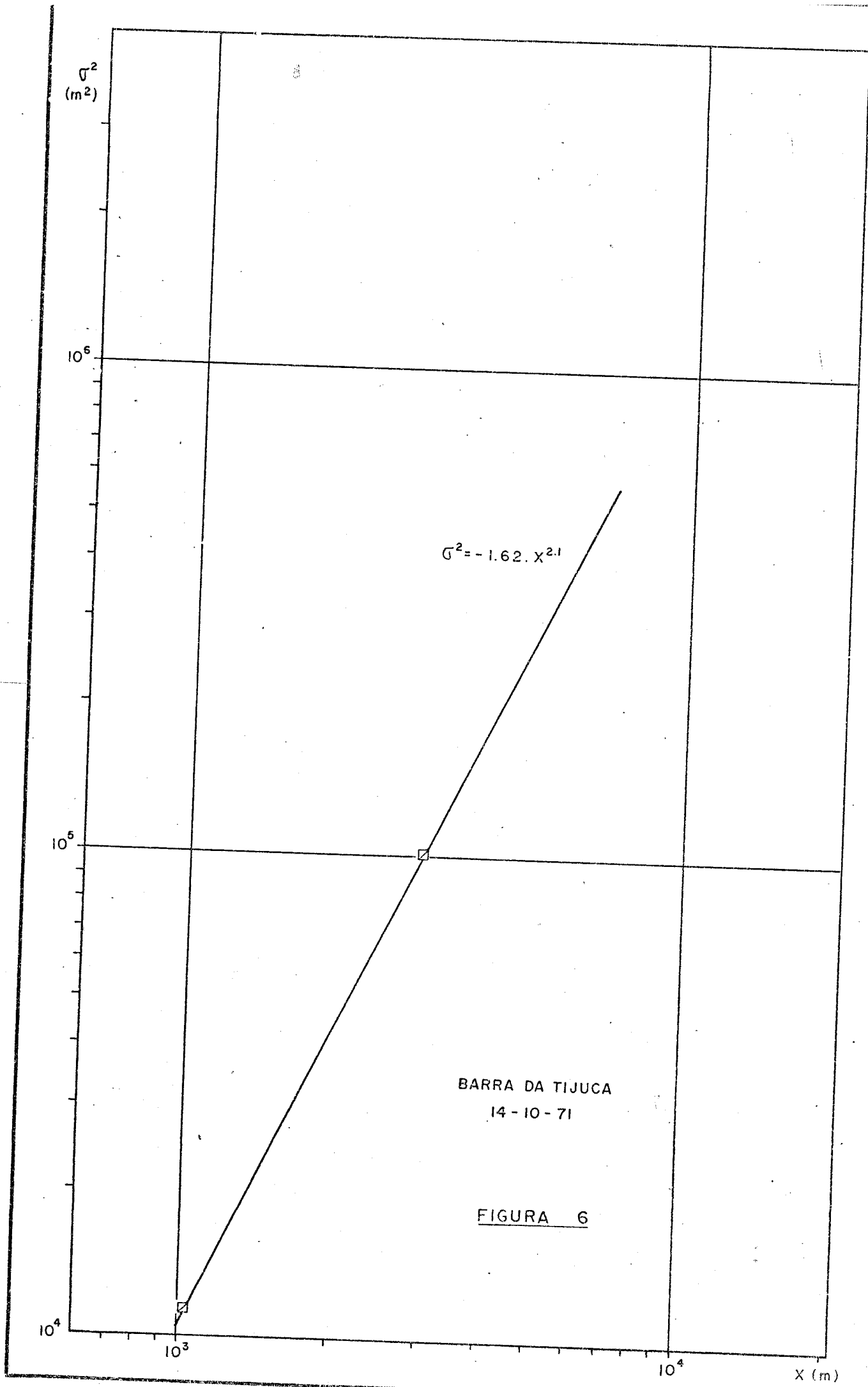
FIGURA 4

X (m)



BARRA DA TIJUCA
08-10-71

FIGURA 5



σ^2
(m²)

10³

10²

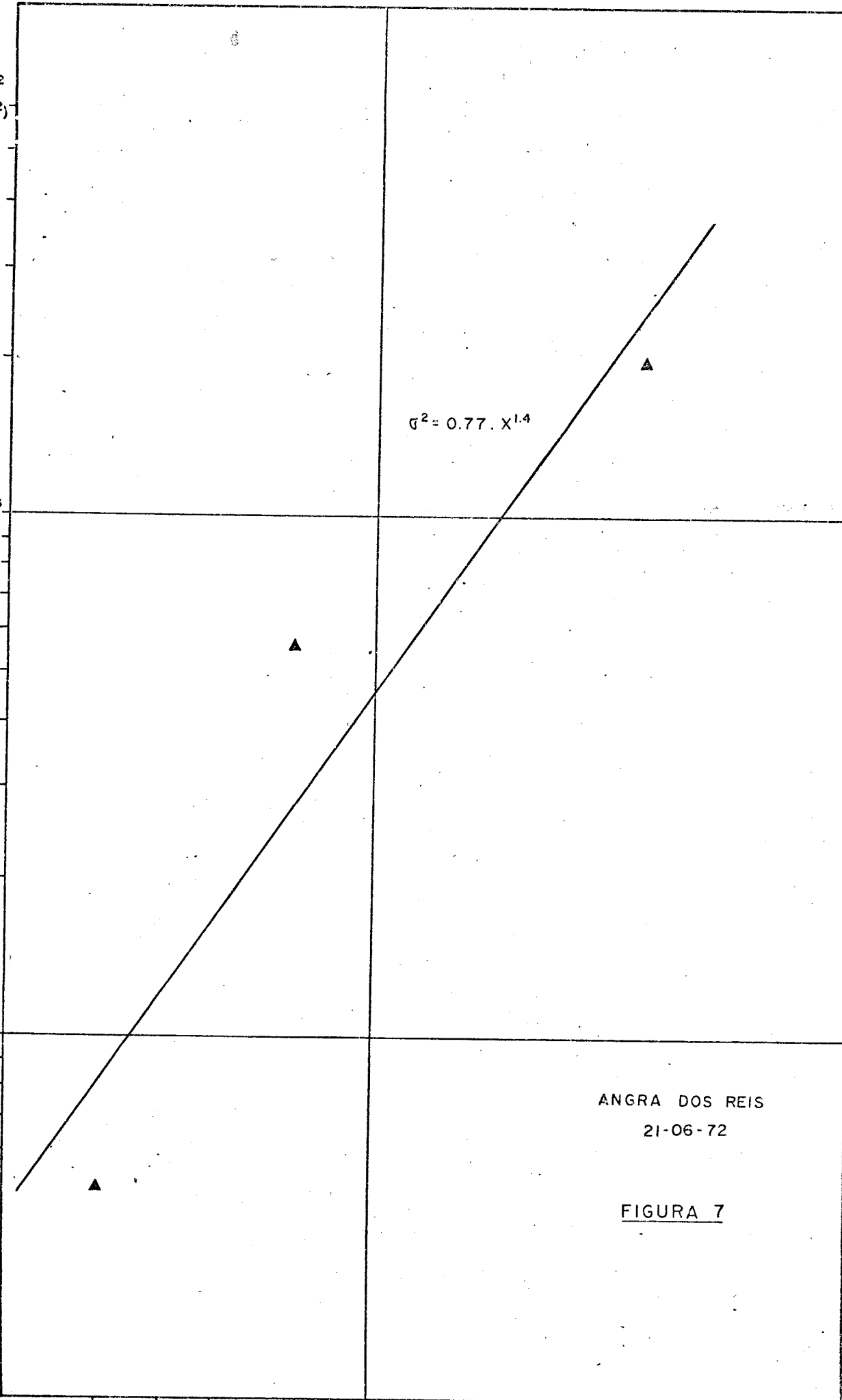
$\sigma^2 = 0.77 \cdot X^{1.4}$

ANGRA DOS REIS
21-06-72

FIGURA 7

10²

X (m)



σ^2
(m²)

10⁴

10³

10²

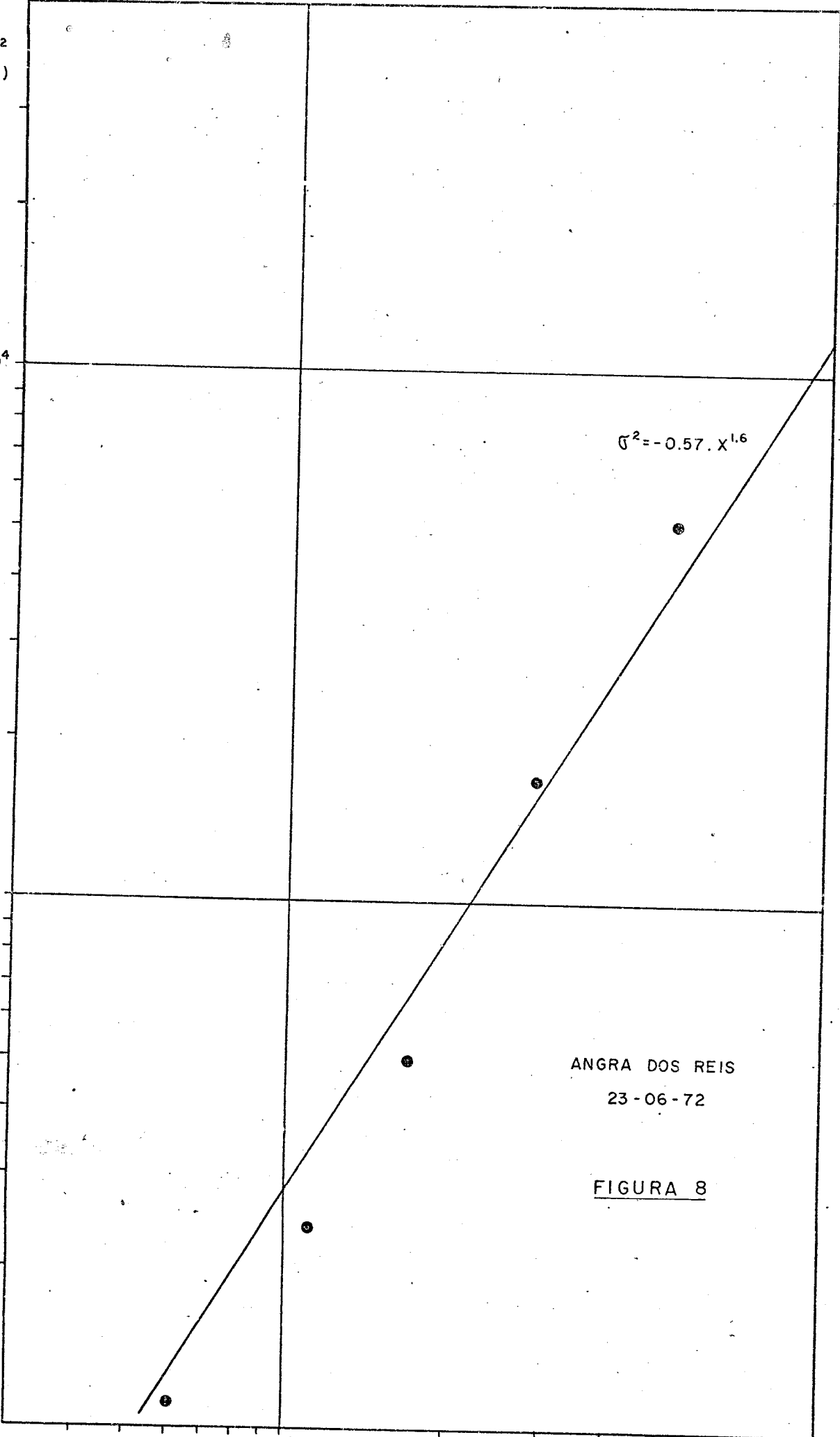
10²

10³ X(m)

$\sigma^2 = -0.57 \cdot X^{1.6}$

ANGRA DOS REIS
23-06-72

FIGURA 8



σ^2
(m²)

10⁴

10³

$\sigma^2 = 1.16 \cdot X^{0.5}$

ANGRA DOS REIS
24-06-72

FIGURA 9

10²

10²

10³ X(m)

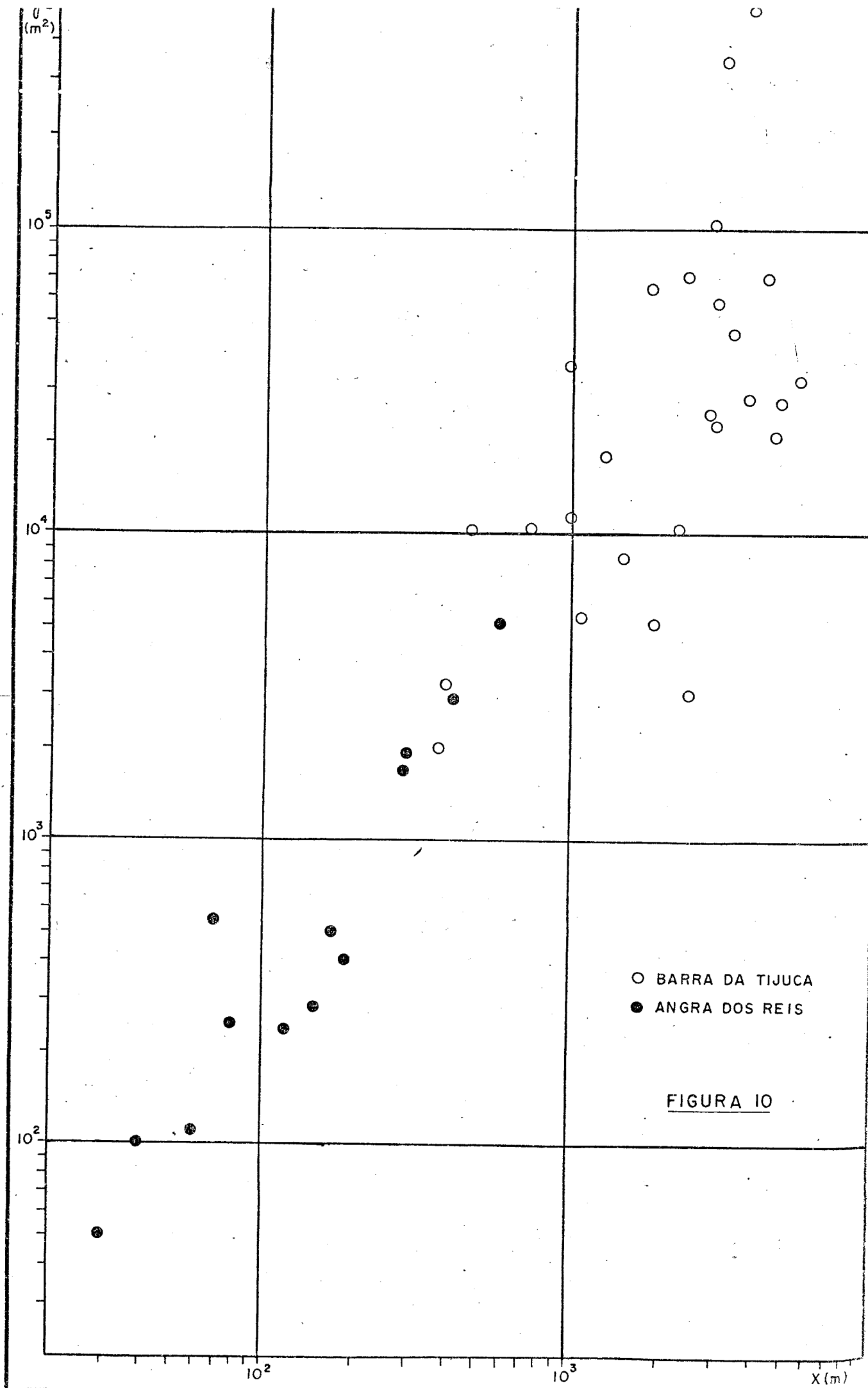
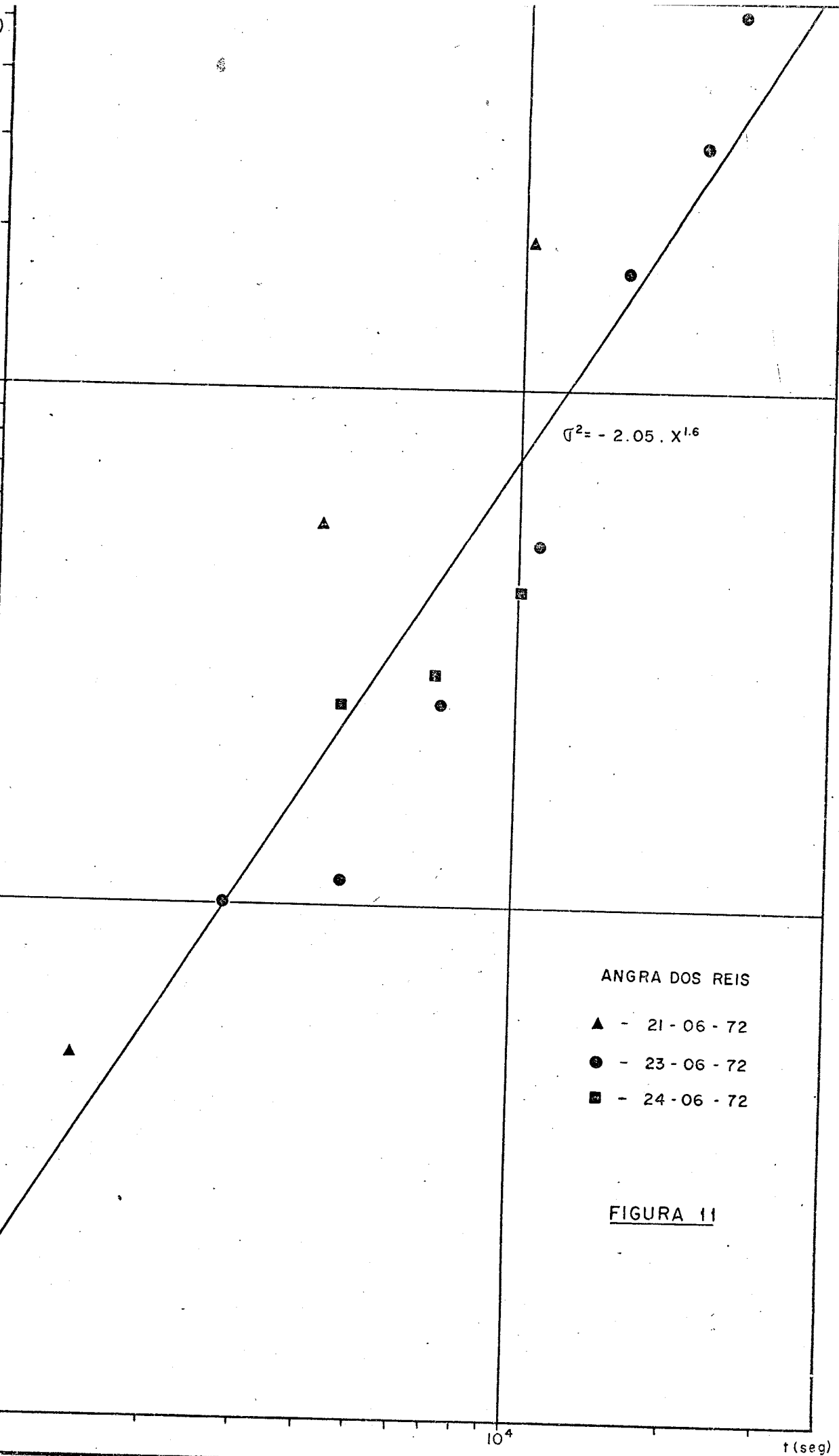


FIGURA 10



ANGRA DOS REIS

- ▲ - 21 - 06 - 72
- - 23 - 06 - 72
- - 24 - 06 - 72

FIGURA 11

σ^2
(m²)

10⁵

10⁴

10³

10⁴

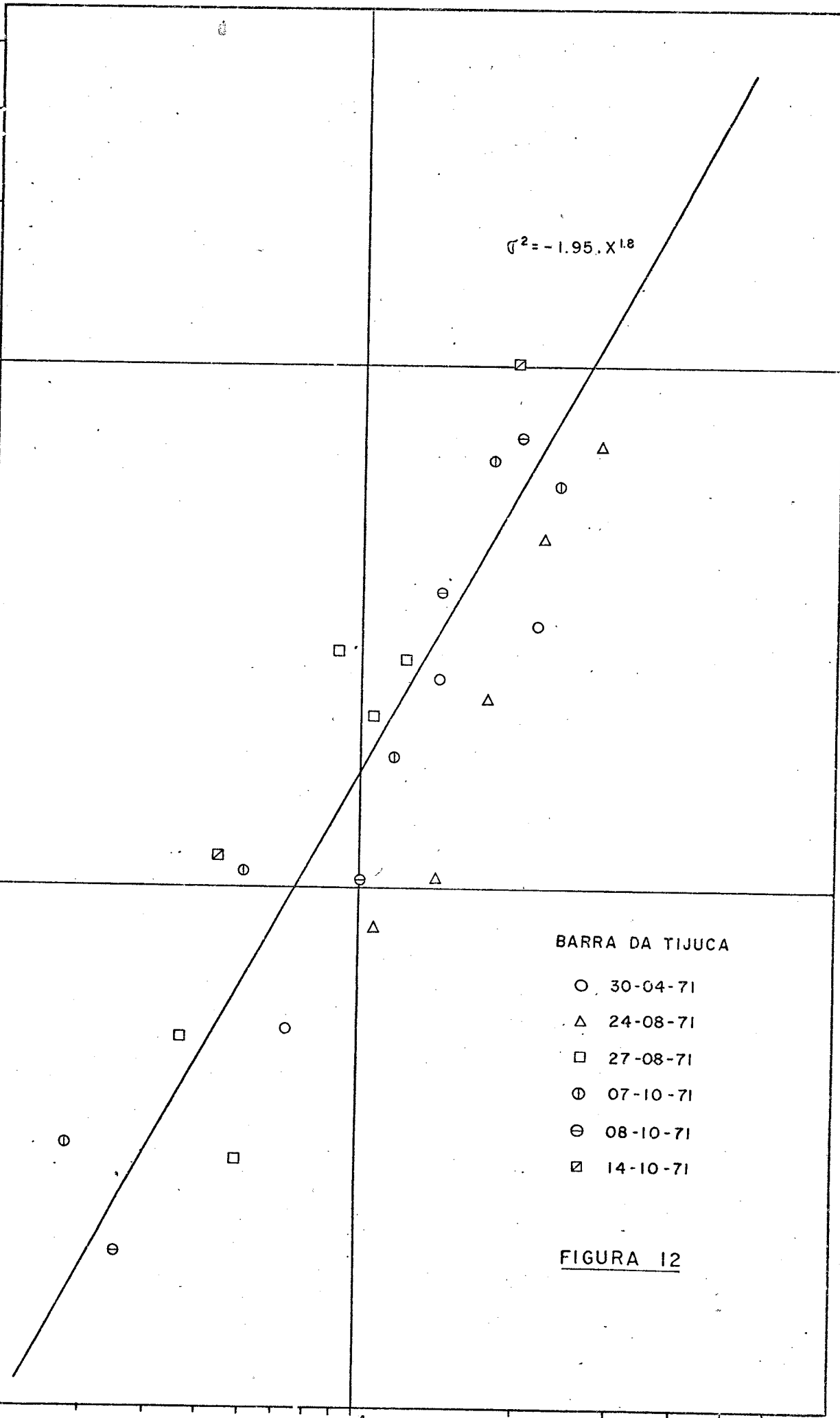
t (seg)

$\sigma^2 = -1.95 \cdot X^{1.8}$

BARRA DA TIJUCA

- 30-04-71
- △ 24-08-71
- 27-08-71
- ⊕ 07-10-71
- ⊖ 08-10-71
- ⊠ 14-10-71

FIGURA 12



APÊNDICE 7.

Utiliza-se a fórmula de MARTIN KNUDSEN (Hydr. Zeitsch. 1901) para o cálculo da densidade a partir das medidas de salinidade e temperatura.

É apresentado o programa de computador (IBM/360 do Centro de Computação da UFMG) e os perfis de densidade.

50N-EQ-479 3-6 MAINPGM DATE 26/01/73 TIME 22.08.

```
PROGRAMA DE ALUISID MARRI
WRITE(3,7)
READ 3, DIA, HORA
IF (DIA.EQ.0) GO TO 10
WRITE(3,2) DIA, HORA
WRITE(3,4)
READ 1, PROF, S, T
IF (PROF.EQ.0.999) GO TO 6
A1= (S-0.03)/1.805
A2= -.069+1.4708*A1-.00157*A1**2+ .00398E-04*A1**3
SIG= -(T-3.98)**2*(T+283)/(503.57*(T+67.26))+(A2+0.1324)*(1-T*(4.7
1967-.0098186*T+.0010843*T**2))*1E-03+T*(18.03-.008164*T+.001667*T**
12)*1E-06*(A2-0.1324))
WRITE(3,3) PROF, S, T, SIG
FORMAT(3F10.3)
FORMAT(//////////, T6, 'DIA', F10.2, ///, T60, 'HORA', F10.2,
1.2)
FORMAT (T23, F10.2, T43, F10.2, T59, F10.2, T75, F10.2.)
FORMAT(///, T35, 'PROFUNDIDADE', 5X, 'SALINIDADE', 5X, 'TEMPERATURA', 5X,
1 'DENSIDADE')
FORMAT(1H1)
FORMAT(2F10.2)
GO TO 5
CALL EXIT
END
```


DIA

24.08

HORA

8.30

PROFUNDIDADE	SALINIDADE	TEMPERATURA	DENSIDADE
0.00	38.20	16.50	28.81
5.00	38.20	16.20	28.40
10.00	38.20	16.00	28.53
15.00	38.20	15.80	28.43
20.00	38.20	15.80	28.50
25.00	38.20	16.40	28.21

DIA

24.08

HORA

15.05

PROFUNDIDADE	SALINIDADE	TEMPERATURA	DENSIDADE
0.00	38.20	16.20	28.74
5.00	38.20	16.50	28.11
10.00	38.20	15.80	28.27
15.00	38.20	15.70	28.30
20.00	38.20	15.70	28.30
25.00	38.20	15.70	28.30

DIA 27.18

HORA 8.35

PROFUNDIDADE	SALINIDADE	TEMPERATURA	DENSIDADE
1.00	28.10	21.00	19.31
5.00	28.20	20.00	19.62
10.00	28.50	19.00	20.19
15.00	28.80	18.00	20.56
20.00	29.00	17.00	21.05

DIA 27.18

HORA 12.50

PROFUNDIDADE	SALINIDADE	TEMPERATURA	DENSIDADE
5.00	27.70	21.00	19.19
10.00	28.40	19.60	19.87
15.00	28.30	19.10	19.92
20.00	28.40	18.00	20.02
25.00	28.50	18.50	20.22

DIA 7.10

HORA 8.40

PROFUNDIDADE	SALINIDADE	TEMPERATURA	DENSIDADE
0.00	34.20	19.80	24.17
5.00	34.40	19.80	24.30
10.00	34.50	19.80	24.50
15.00	34.50	19.80	24.53
20.00	34.50	19.70	24.55
25.00	34.40	19.70	24.40

DIA 7.10

HORA 16.35

PROFUNDIDADE	SALINIDADE	TEMPERATURA	DENSIDADE
0.00	30.40	20.40	21.18
5.00	30.60	20.50	21.31
10.00	30.80	20.40	21.49
15.00	30.80	20.30	21.51
20.00	30.80	20.00	21.59
25.00	30.20	19.90	21.16

DIA 8.10

HORA 9.00

PROFUNDIDADE	SALINIDADE	TEMPERATURA	DENSIDADE
0.00	16.10	20.50	10.35
5.00	15.60	20.40	10.60
10.00	20.40	20.50	13.60
15.00	17.00	20.50	11.03
20.00	17.50	20.40	11.43
25.00	17.50	20.40	11.43

DIA 14.10

HORA 8.30

PROFUNDIDADE	SALINIDADE	TEMPERATURA	DENSIDADE
1.00	14.20	21.60	8.65
3.00	14.50	21.50	8.90
5.00	15.50	21.30	9.71
7.00	15.60	21.30	9.78
9.00	16.40	21.40	10.36
11.00	17.75	21.25	11.41
13.00	19.10	21.30	12.42
17.00	21.70	21.20	14.40
21.00	23.00	21.90	15.20
25.00	23.40	21.90	15.50

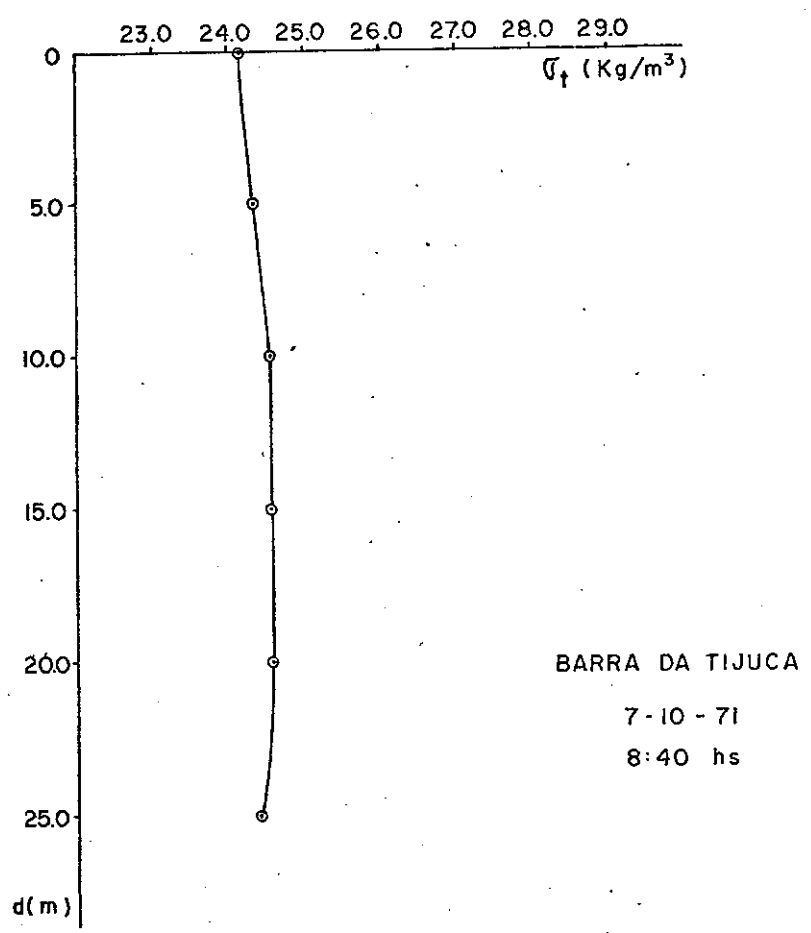


FIGURA 1

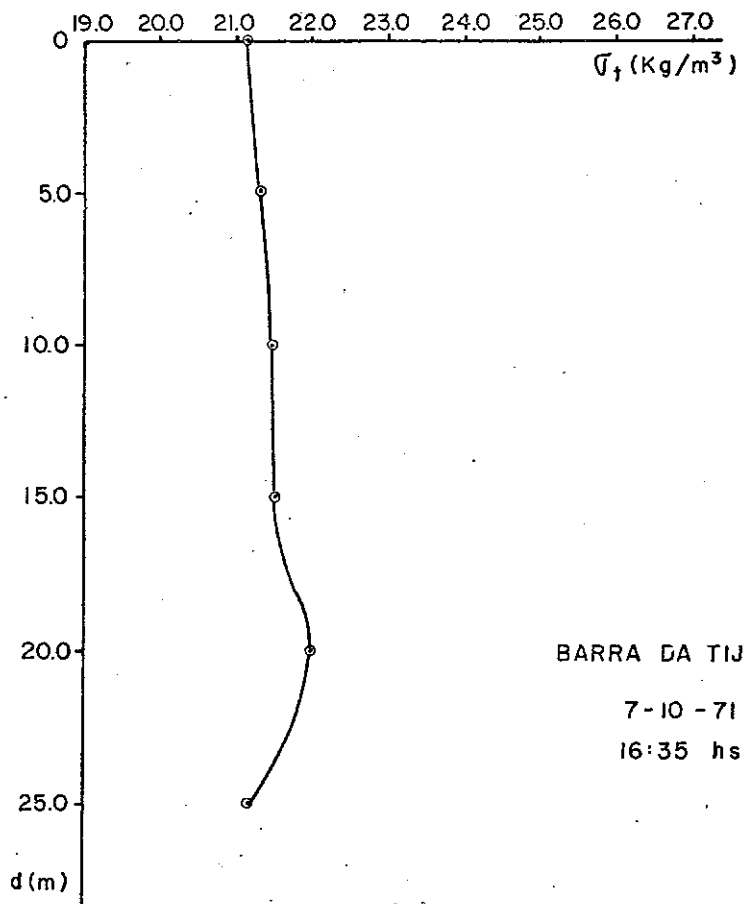


FIGURA 2

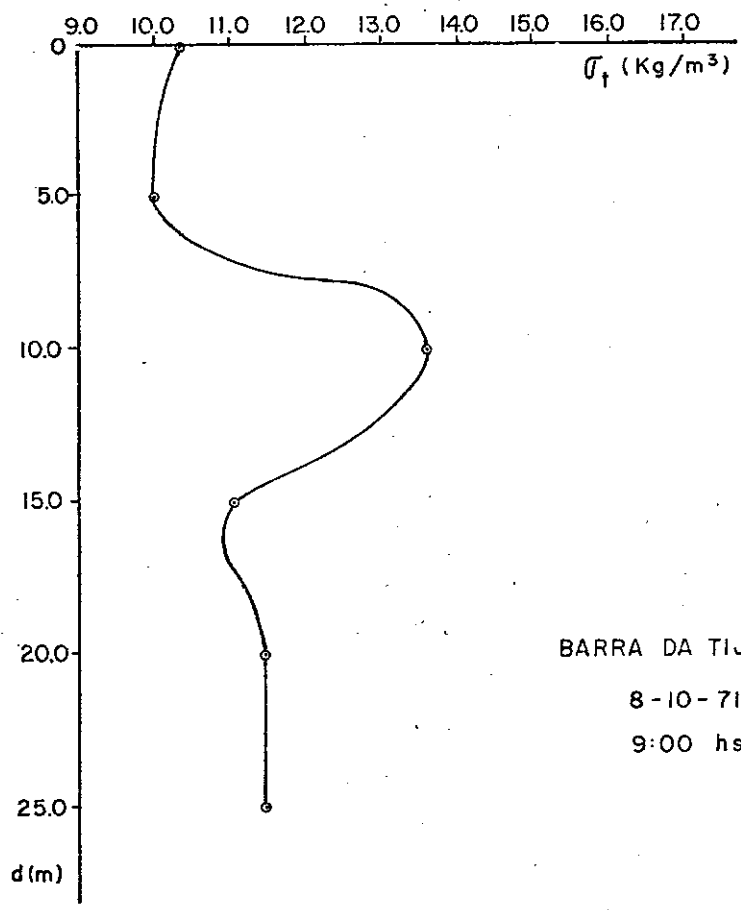


FIGURA 3

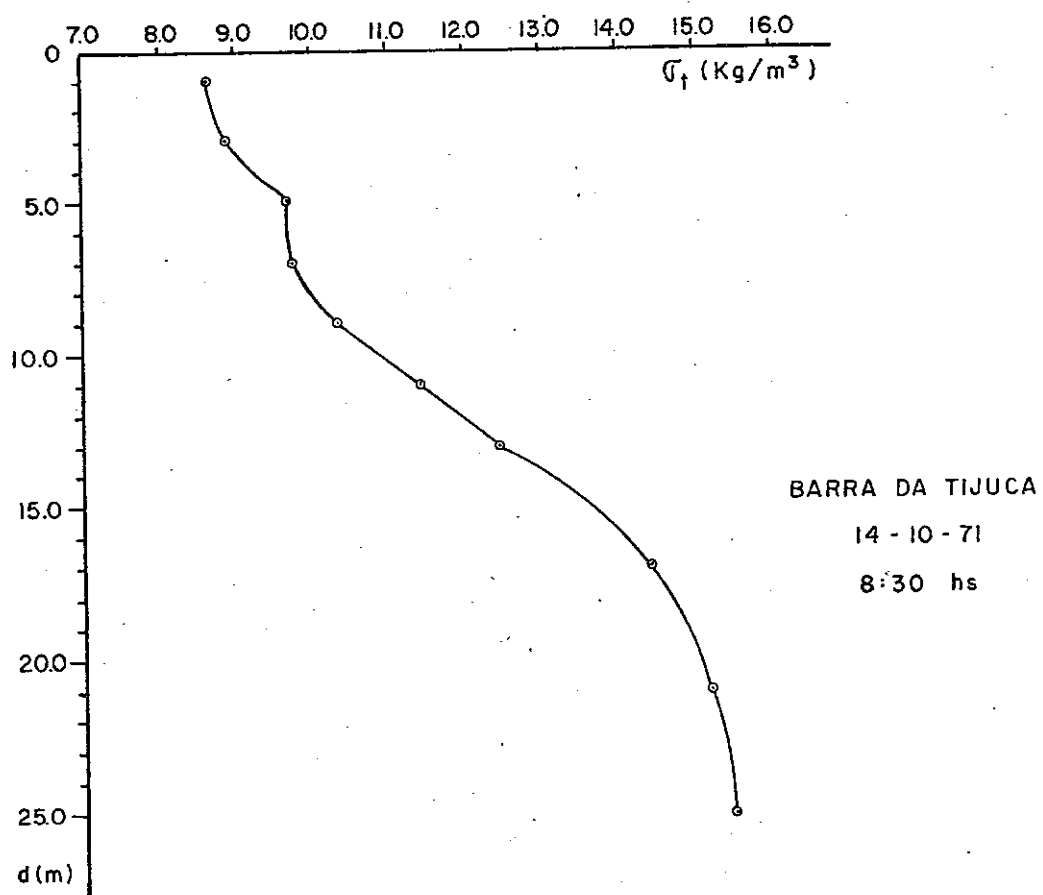


FIGURA 4

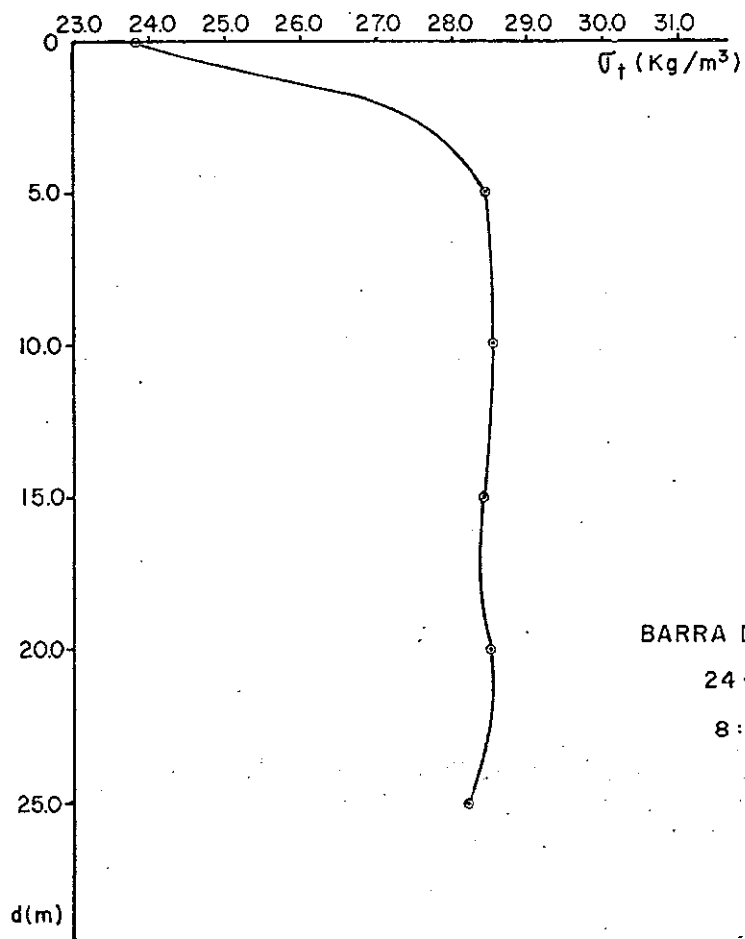


FIGURA 5

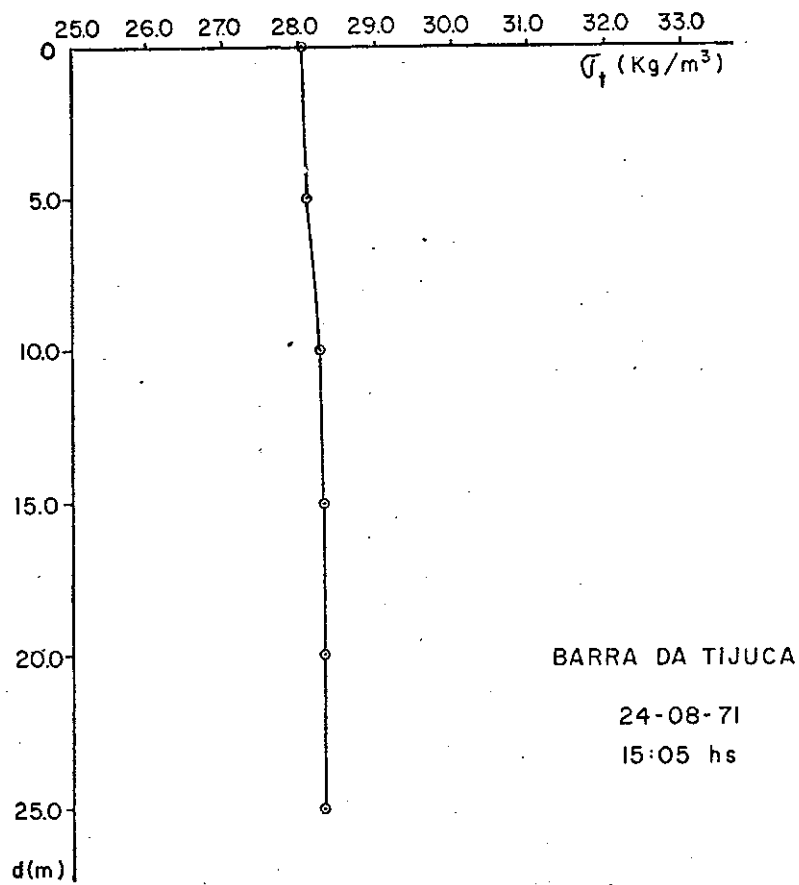


FIGURA 6

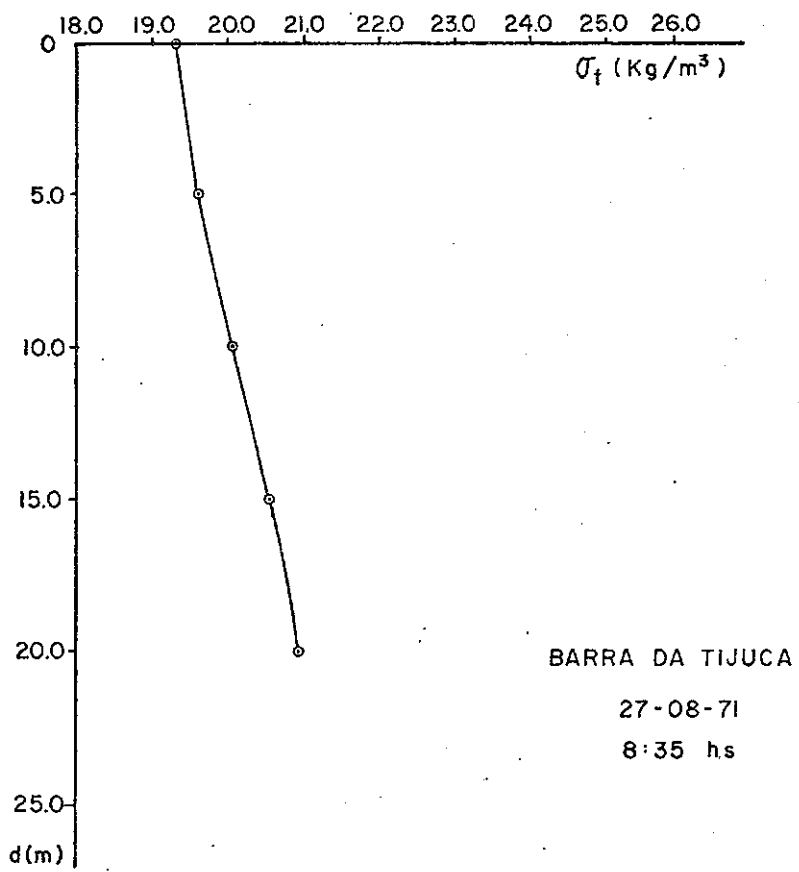


FIGURA 7

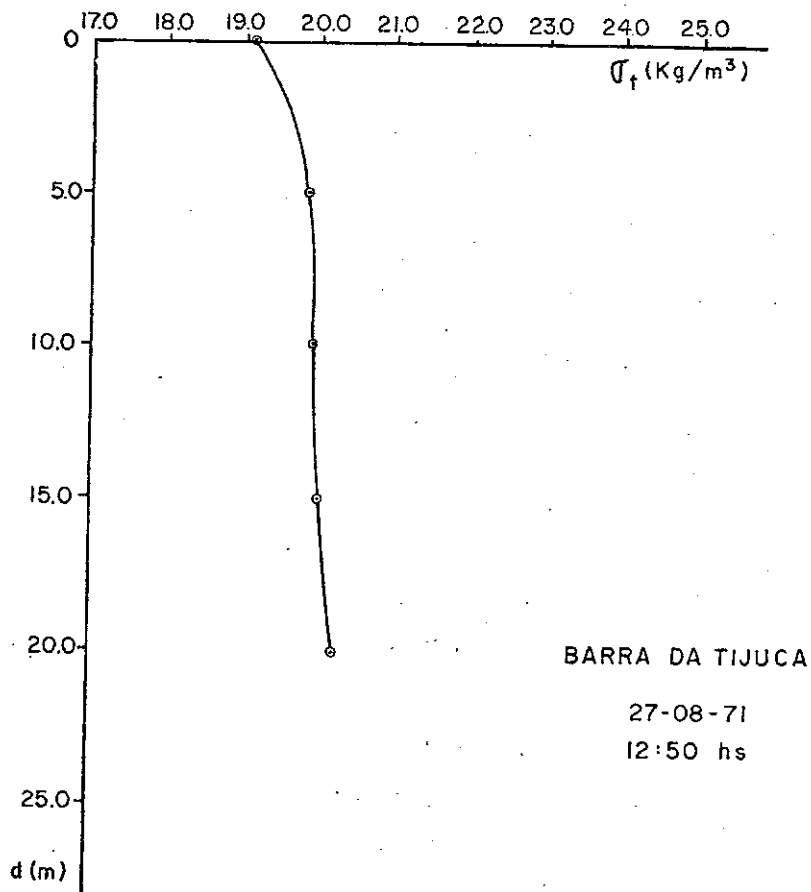


FIGURA 8