AUTARQUIA ASSOCIADA À UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Aplicação dos isótopos naturais de Ra e do Th-234 como traçadores do carbono orgânico exportado para o Estreito de Bransfield, Antártica

Lúcia Helena Vieira

Dissertação apresentada como parte dos requisitos para obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de Tecnologia Nuclear - Aplicações

Orientadora:
Profa. Dra. Joselene de Oliveira

São Paulo
2011

INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES

Autarquia associada à Universidade de São Paulo

APLICAÇÃO DOS ISÓTOPOS NATURAIS DE Ra E DO ^{234}Th COMO TRAÇADORES DO CARBONO ORGÂNICO EXPORTADO PARA O ESTREITO DE BRANSFIELD, ANTÁRTICA

LÚCIA HELENA VIERA

Dissertação apresentada como parte dos requisitos para obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de Tecnologia Nuclear – Aplicações.

Orientadora:

Profª. Drª. Joselene de Oliveira

SÃO PAULO

2011

Dedico este trabalho à
minha família, base sólida
que sustenta minha vida.

AGRADECIMENTOS

Principalmente a Deus, por iluminar meu caminho e permitir que eu conclua esse trabalho.

À minha orientadora Dra. Joselene de Oliveira, pela oportunidade de trabalho, orientação, amizade e por todo aprendizado.

Ao IPEN por fornecer toda infra-estrutura de suas instalações acadêmicas e laboratoriais que possibilitaram o desenvolvimento desta pesquisa.

À Comissão Nacional de Energia Nuclear – CNEN, pela concessão de bolsa de formação de pesquisador ao nível de Mestrado – Processo N° 01341-002543/2008-29.

À Profª Dra. Elisabete de Santis Braga, do Laboratório de Nutrientes, Micronutrientes e Traços no Oceano – LABNUT do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, pela sua amizade, sua imensa contribuição na obtenção dos resultados das concentrações de nutrientes e no trabalho de campo.

Ao Projeto financiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, "Estudo da distribuição vertical das características tróficas e de matéria orgânica no Estreito de Bransfield, Península Antártica, utilizando a aplicação de radioisótopos naturais como traçadores das possíveis vias de remoção de carbono - RADIOANTAR" Processo Nº 55048/2003-3.

Ao Laboratório de Radiometria Ambiental da Gerência de Metrologia das Radiações, pela infra-estrutura fornecida que permitiu a realização das análises radioquímicas e radiométricas no desenvolvimento deste trabalho.

À Dr. Celina Lopes Duarte, do Centro de Tecnologia das Radiações do IPEN pela realização dos ensaios de carbono orgânico total por cromatografia gasosa.

Ao Dr. Pieter van Beek do Laboratoire d´Estudes em Geophysique et Océanographie Spatiales (CNRS/IRD) e ao Dr. Jean-Louis Reyss do Laboratorie Souterrain de Modane

(CNRS) pelos auxílio nas medidas de ^{226}Ra e ^{228}Ra por espectrometria gama de baixa radiação de fundo.

Ao Bel. Victor Gonzalez Chiozzini do LABNUT, pela colaboração na obtenção dos dados hidrológicos e hidroquímicos no escopo deste trabalho.

Ao MSc. João Carlos Maluf, pela elaboração dos mapas das localizações das estações de coleta.

Aos meus pais, Alécio e Heliane, pelos exemplos de dignidade, integridade, e perseverança. Pelo apoio nas horas difíceis, e incentivo nessa caminhada. Por me mostrar que a melhor herança que poderiam deixar é a minha educação. Um agradecimento especial à minha mãe por cada sacrifício, por tudo que abdicou pela minha vida, por todas as orações. Sobretudo, agradeço por seu amor incondicional demonstrado a todo tempo, de alguma forma.

À minha avó Nelcy, em memória, por todo amor e carinho. Por acreditar e se orgulhar de mim, sempre.

Aos meus irmãos, Danielle e Júnior, pelo carinho e apoio. À minha Tata também pelo apoio financeiro que muitas vezes fez-se necessário.

Ao Halisson, pelo apoio, amor, carinho e compreensão devido a distância. Por todos os incentivos ao longo dessa trajetória.

Aos meus colegas da sala dos bolsistas do Laboratório de Radiometria Ambiental: Ademar, Luciana, Reginaldo, Simone e Sueli, pela amizade, apoio e companheirismo durante esse tempo de convívio.

APLICAÇÃO DOS ISÓTOPOS NATURAIS DE Ra E DO ^{234}Th COMO TRAÇADORES DO CARBONO ORGÂNICO EXPORTADO PARA O ESTREITO DE BRANSFIELD, ANTÁRTICA

Lúcia Helena Vieira

RESUMO

O Oceano Austral é o maior repositório dos oceanos, com concentrações elevadas de nutrientes e baixas de clorofila. A região tem papel fundamental para regular a transferência líquida de dióxido de carbono entre o oceano e a atmosfera, em parte devido à assimilação anual de CO_2 pelo fitoplâncton, que resulta na exportação do carbono orgânico particulado (POC) para o oceano profundo. O elemento tório apresenta múltiplos isótopos que tem emergido como traçadores poderosos dos processos associados à transferência de material particulado nos oceanos. De todos os isótopos de Th, o ^{234}Th (meia-vida de 24,1 d) tem sido foco de destaque e aplicação nos últimos anos. A produção do ^{234}Th a partir do ^{238}U, além do comportamento conservativo solúvel do ^{238}U na água do mar, tornam fácil a caracterização das fontes de ^{234}Th neste cenário. Além disso, a meia-vida do ^{234}Th é suficientemente curta para torná-lo sensível a mudanças a curto prazo (sazonais) que ocorrem na coluna d'água superficial dos oceanos, ou nas colunas d'água e de sedimentos nas regiões costeiras. Devido ao seu comportamento partículo-reativo, o ^{234}Th é removido da água de duas formas, por decaimento ou pelo fluxo de material particulado. Desta forma, um modelo de balanço uni-dimensional no estado estacionário pode ser utilizado para estimar seu fluxo. Os isótopos naturais de Ra também tem sido amplamente empregados em estudos marinhos para traçar massas d'água e quantificar processos de mistura. Este trabalho apresenta os resultados de um projeto de pesquisa multidisciplinar que investigou a distribuição dos fluxos de carbono orgânico no Estreito de Bransfield com a finalidade de avaliar sua influência na remoção de CO_2 da atmosfera local. As distribuições de macro-nutrientes, micro-nutrientes e clorofila-a foram utilizadas para examinar possíveis fontes e vias de transferência. Os isótopos de Ra foram aplicados como traçadores de massas d'água, enquanto o ^{234}Th foi utilizado como traçador do fluxo particulado no oceano, uma vez que o afundamento deste material é o principal mecanismo de seqüestro de carbono no Oceano Austral. As amostras foram coletadas no período de 9 a 14 de Dezembro de 2007, a bordo do Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel, da Marinha do Brasil.

APPLICATION OF NATURAL Ra ISOTOPES AND ^{234}Th AS TRACERS OF ORGANIC CARBON EXPORT IN BRANSFIELD STRAIT, ANTARTICA

Lúcia Helena Vieira

ABSTRACT

The Southern Ocean is the largest of several high-nutrient, low-chlorophyll (HNLC) regions in the world's oceans. This region plays a major role in regulating the global net transfer of carbon dioxide between the ocean and the atmosphere, in part because the annual photosynthetic uptake of CO_2 by phytoplankton and resulting export of particulate organic carbon (POC) to the deep ocean. The element thorium has multiple radioisotopes that have emerged collectively as a powerful set of tracers for particle associated processes in the oceans. Of all the Th isotopes, ^{234}Th (half-life 24.1 d) has been the focus of increasing attention and application in the past years. The production of ^{234}Th from ^{238}U, coupled with the conservative behavior of ^{238}U in seawater, makes the source of ^{234}Th easy to characterize. Moreover, the half-life of ^{234}Th is sufficiently short to make it sensitive to the short-term (e.g. seasonal) changes that occur in the upper water column of the open ocean or in sediments or water column in coastal areas. Because of its very particle reactive behavior, ^{234}Th is removed from a parcel of water in only two ways, through decay and through particle flux. Therefore, a steady-state 1D activity balance can be used to calculate its flux. Natural Ra isotopes have been also widely used in marine studies to trace water masses and to quantify mixing processes. This work presents results of a collaborative research on organic carbon fluxes distribution in the Bransfield Strait in order to evaluate its influence in the CO_2 drawdown. Macro-nutrients, micro-nutrients and chlorophyll-a distributions were used to examine the pathway sources. Natural radium isotopes were applied as tracers to study the movement of shelf water, while ^{234}Th was used as a tracer of particle flux in the upper ocean, since POC export via sinking particles is the primary mechanism of carbon sequestration in the Southern Ocean. Sea water samples for total ^{234}Th and natural Ra isotopes were collected from 9 to 14 December 2007 on the RV Ary Rongel (Brazilian Navy). Analyses of total ^{234}Th activities were performed by gross beta counting using a gas-flow low background proportional counter. The long-lived Ra isotopes were determined by low-background high efficiency gamma spectrometry.

SUMÁRIO

Página

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVAS..... 1

1.1 A remoção do CO_2 atmosférico pela bomba biológica 7
1.2 Objetivos do presente trabalho **.....** 9

CAPÍTULO 2 – DISTRIBUIÇÃO DOS RADIONUCLÍDEOS NO OCEANO.....10

2.1 Séries Radioativas Naturais **.....** 10
2.1.1 Propriedades e comportamento do Tório no meio ambiente **.....** 12
2.1.2 Propriedades e comportamento do Urânio no meio ambiente 13
2.1.3 Propriedades e comportamento do Rádio no meio ambiente 14
2.2 Comportamento dos radionuclídeos no ambiente marinho 15
2.2.1 Tório no oceano 16
2.2.2 Urânio no oceano 17
2.2.3 Rádio no oceano 18
2.3 234Th como traçador no oceano ..... .19

CAPÍTULO 3 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....21

3.1 Aspectos naturais e geológicos da Antártica 21
3.2 Condições climáticas atuais, o cenário glacial e a distribuição do gelo marinho 25
3.3 Descrição da área de estudo ..... .28
3.3.2 Características oceanográficas do Estreito de Bransfield ..... .29

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS 59

4.1 Amostragem 30
4.2 Determinação de 234Th total em amostras de água do mar 34
4.2.1 Extração de 234Th total em amostras de água do mar (2-L..... 35
4.2.2 Determinação de 234Th pela contagem beta total em detector proporcional de fluxo gasoso de baixa radiação de fundo 36
4.2.3 Estimativa das concentrações de 238U em amostras de água do mar a partir da salinidade . 38
4.2.4 Aplicação do desequilíbrio 234Th/ 238U como um indicador do fluxo líquido de material

particulado da superfície do oceano e suas implicações para o carbono orgânico exportado 38
4.3 Preparação das fibras de acrílico impregnadas com dióxido de manganês para análise do ^{223}Ra e ^{224}Ra 40
4.3.1 Determinação das concentrações de ^{223}Ra e de ^{224}Ra em amostras de água do mar 42
4.3.2 Determinação das concentrações de ^{226}Ra e de ^{228}Ra em amostras de água do mar por espectrometria gama 46
4.3.3 Determinação dos perfis horizontais dos isótopos de Ra e taxas de mistura das massas d'água 49
4.4 Determinação de outros parâmetros 53
4.4.1 Salinidade 53
4.4.2 Temperatura da água 53
4.4.3 Oxigênio dissolvido 54
4.4.4 Nitrato dissolvido 54
4.4.5 Nitrito dissolvido 55
4.4.6 Fosfato reativo dissolvido 56
4.4.7 Silicato dissolvido 56
4.4.8 Material Particulado em Suspensão 57
4.4.9 Matéria Orgânica 57
4.4.10 Clorofila-a 58
4.4.11 Carbono Orgânico Total (COT) 58

CAPÍTULO 6 - dISCUSSÃO 105
6.1 Cálculo dos fluxos de material particulado exportado derivados dos perfis verticais de ^{234}Th total ao longo da coluna d'água 109

CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES 122

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 127

LISTA DE TABELAS

Página

TABELA 1 - Coordenadas geográficas das estações coletadas na operação PROANTAR XXVI (Dezembro/2007).....32

TABELA 2 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 01. Data da coleta: 09/12/2007. Latitude: 60˚46.45'S. Longitude: 54˚00.50'W..... 61

TABELA 3 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 01.....62

TABELA 4 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 02. Data da coleta: 10/12/2007. Latitude: 61º50.18’S Longitude: 54º79.07’W.. 63

TABELA 5 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 02..... 64

TABELA 6 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 03. Data da coleta: 11/12/2007. Latitude: 61º98.28’S Longitude: 56º30.47’W. 65

TABELA 7 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 03.....66

TABELA 8 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 04. Data da coleta: 11/12/2007. Latitude: 62º66.05’S Longitude: 59º33.82’W.....67

TABELA 9 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 04 68

TABELA 10 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 05. Data da coleta: 11/12/2007. Latitude: 62º91.30’S Longitude: 59º40.55’W. 69

TABELA 11 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 05..... 70

TABELA 12 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 06. Data da coleta: 12/12/2007. Latitude: 63º05.84’S Longitude: 60º23.17’W 71

TABELA 13 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 06..... 72

TABELA 14 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 07. Data da coleta: 12/12/2007. Latitude: 63º61.72'S Longitude: 61º65.82'W. 73
TABELA 15 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 07..... 74
TABELA 16 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 08. Data da coleta: 13/12/2007. Latitude: 62º80.85'S Longitude: 57º77.28'W 75
TABELA 17 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 08..... 76
TABELA 18 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 09. Data da coleta: 13/12/2007. Latitude: 62º53.65'S Longitude: 58º12.18'W 77
TABELA 19 – Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 09..... 78
TABELA 20 – Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 10. Data da coleta: 13/12/2007. Latitude: 62º50.30'S Longitude: 58º37.17'W 79
TABELA 21 – Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 10..... 80
TABELA 22 – Distribuição das concentrações de atividade dos isótopos naturais de Ra nas amostras de água de superfície (5 m) 81
TABELA 23 - Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 01..... 110
TABELA 24 - Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 02..... 111
TABELA 25 - Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 03..... 112
TABELA 26 - Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 04..... 113
TABELA 27 - Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na

Estação 05..... 114
TABELA 28 - Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 06..... 115
TABELA 29 - Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 07..... 116
TABELA 30 - Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 08..... 117
TABELA 31 - Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 09..... 118
TABELA 32 - Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 10..... 119

LISTA DE FIGURAS

Página

FIGURA 1- Representação simplificada da bomba biológica..... 8
FIGURA 2 - Esquema do decaimento radioativo das séries naturais do ^{238}U, ^{232}Th e ^{235}U.....11
FIGURA 3 - Macro-perspectiva global do Continente Antártico. 22
FIGURA 4 - Localização geográfica da área de estudo..... 27
FIGURA 5 - Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel da Marinha do Brasil (H44) da Marinha do Brasil 31
FIGURA 6 - Localização das estações amostradas ao longo do Estreito de Bransfield 32
FIGURA 7 - Coleta de amostras de água para análises químicas com uso de Rosette..... 33
FIGURA 8 – Garrafas em policarbonato utilizadas na coleta das amostras de água estudadas no Estreito de Bransfield.....34
FIGURA 9 - Precipitados de MnO_2, após a filtração para análise do ^{234}Th pela contagem beta total 36
FIGURA 10 - Detector proporcional de fluxo gasoso de baixa radiação de fundo, modelo Berthold LB 770 37
FIGURA 11 - Processos que controlam a presença de ^{234}Th na água do mar.....39
FIGURA 12 – Fibra acrílica bruta.....41
FIGURA 13 - Fibra acrílica impregnada com MnO_2.....41
FIGURA 14 - Percolação de 200 L de água do mar para análise do ^{223}Ra e ^{224}Ra.....42
FIGURA 15 – Sistema de coincidências atrasadas RaDECC SYS para detecção dos isótopos de Ra de meias-vidas curtas.....43
FIGURA 16 – Diagrama apresentando o mecanismo de medida dos isótopos ^{223}Ra e ^{224}Ra no sistema de coincidências atrasadas, RADeCC Sys.....44
FIGURA 17 – Equipamento para a determinação do oxigênio dissolvido.....54
FIGURA 18 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 01: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.....82
FIGURA 19 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 01: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade

de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água ..83
FIGURA 20 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 02: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água 84
FIGURA 21 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 02: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água...85
FIGURA 22 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 03: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água 86
FIGURA 23 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 03: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; d) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. e) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.....87
FIGURA 24 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 04: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água 88
FIGURA 25 -Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 04: a) concentração de atividade

de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.....89

FIGURA 26 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 05: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água 90

FIGURA 27 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 05: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água...91

FIGURA 28 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 06: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.....92

FIGURA 29 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 06: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.....93

FIGURA 30 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 07: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna

d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.....94
FIGURA 31 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 07: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.....95
FIGURA 32 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 08: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.....96
FIGURA 33 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 08: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.....97
FIGURA 34 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 09: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.....98
FIGURA 35 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 09: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de

clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água... 99
FIGURA 36 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 10: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.....100
FIGURA 37 - Distribuições dos parâmetros estudados na Estação 10: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.....101

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVAS

A região polar Antártica, localizada na porção extremo sul do planeta, é formada pelo continente e pelo oceano Austral. A Antártica exerce profunda influência no clima global, e conseqüentemente, nos ecossistemas de todo o planeta. O continente Antártico é o único sem divisão geopolítica e possui cerca de 14,4 milhões de km^2 (Jesus *et al*., 2007), o equivalente à 1,6 vezes a área do Brasil. A maior parte, cerca de 98% de sua superfície, é recoberta por um manto de gelo formado por neve que se acumulou ao longo de aproximadamente 15 milhões de anos (Dalia *et al.,* 2004). O continente é totalmente circundado pelo oceano Austral, que no inverno pode ser coberto por uma fina camada de gelo marinho. A região é considerada um sorvedouro de energia do planeta, devido às suas dimensões continentais, sua elevação e o alto albedo decorrente da cobertura de neve e gelo. A altitude média de 2.100 m e localização, quase centrada no Pólo Sul, reduzem a temperatura atmosférica na região e reforçam a condição de sorvedouro de energia. O continente Antártico é considerado um regulador térmico do planeta, pois influencia as circulações atmosféricas e oceânicas. Sob as espessas camadas de gelo, o subsolo Antártico apresenta recursos minerais de interesse econômico e estratégico. As reservas de gelo representam cerca de 80% da água doce do planeta (Jesus *et al*., 2007).

A Antártica tem significado especial para a comunidade internacional em termos de meio ambiente e dos efeitos causados nas condições climáticas globais. Em virtude das perspectivas futuras de exploração dos recursos naturais Antárticos ainda intactos, no século XX vários países despertaram seus interesses na busca de informações científicas genuínas. Neste contexto, O Ano Internacional Geofísico (1957-1958) teve importância crucial, pois levou ao estabelecimento do Tratado Antártico, um regime jurídico que inequivocamente reconheceu a supremacia das pesquisas científicas acima das questões políticas e territoriais (Caroli, 2001). Desta forma, o Tratado Antártico enfatizou a necessidade de cooperação científica internacional, promovendo substancialmente o avanço pacífico do conhecimento humano a respeito deste continente único. O protocolo agregou alta prioridade à preservação das condições de ambiente prístino e reconheceu a vital importância desta região para o monitoramento de fenômenos ambientais em escala global (Protocolo de Madrid, 1991). Para organizar e legitimar as linhas de pesquisa na Antártica, ainda em 1958, foi criado o Comitê Científico em Pesquisas Antárticas (SCAR)

(em inglês “The Scientific Committee on Antarctic Research”). Este foi um marco importante para o desenvolvimento de pesquisas no Continente.

Nos últimos anos, evidências científicas, dentre as quais as relativas à redução da camada protetora de ozônio na atmosfera, à poluição atmosférica e à desintegração parcial da cobertura de gelo na periferia do continente, demonstraram a sensibilidade da região Antártica, principalmente da Península Antártica, às mudanças climáticas globais. A monitoração ambiental desta área remota, especialmente quando realizada sob a óptica da pesquisa tecnológica e inovação, traz vários benefícios em termos da previsão dos efeitos causados pelas atividades humanas no clima.

A pesquisa científica brasileira na região Austral iniciou-se no final do século XX. O Brasil possui uma linha de costa com extensão de cerca de 8.000 km banhados pelo Oceano Atlântico, que devido à proximidade relativa da região antártica, pode vir a sofrer as influências dos fenômenos naturais que lá ocorrem. Estas circunstâncias, além de motivações estratégicas, de ordem geopolítica, científica e econômica, foram fatores determinantes para que o país aderisse ao Tratado da Antártica em 1975 e desse início ao Programa Antártico Brasileiro, conhecido como PROANTAR (Jesus *et al*., 2007). O Tratado da Antártica, em vigor desde 1961, estabeleceu como área de aplicação o sul do paralelo 60ºS e definiu que essa região seria usada somente para fins pacíficos, com liberdade de pesquisa científica e promoção da cooperação internacional no continente, proibição de qualquer atividade de natureza militar, congelamento de reivindicações territoriais, proibição de explosões nucleares, deposição de resíduos radioativos e preservação do ecossistema antártico.

A presença de produtos de origem antrópica em matrizes bióticas e abióticas pertencentes aos ecossistemas antárticos está relatada em inúmeras referências na literatura (Fitzwater *et al.,* 2000; Cochran *et al.,* 2000). Pode-se citar como exemplo, a presença de metais pesados e de radionuclídeos artificiais, como o ^{137}Cs, ^{241}Am e $^{239+240}$Pu, liberados durante testes atômicos, que estão incorporados a espécies de liquens e musgos, assim como presentes nos estratos de gelo polar e terrenos aflorantes no verão austral (Roos *et al.,* 1994; Pourchet *et al.,* 1983). Godoy *et al*. (1998) determinaram as concentrações de ^{137}Cs, ^{226}Ra, ^{228}Ra, ^{210}Pb e ^{40}K em solos, sedimentos, musgos e liquens na Antártica. Arigony-Neto *et al.* (2001) realizaram pesquisas relacionadas ao gerenciamento ambiental

na Antártica, às mudanças climáticas naquela região através de sensoriamento remoto, entre outros estudos. Vários trabalhos de cunho oceanográfico foram conduzidos na região Antártica como, por exemplo, aqueles voltados para o estudo da variabilidade das massas de água profundas, alterações climáticas pretéritas e seus desdobramentos na interface oceano-atmosfera e formas de vida na região, entre diversos outros.

A comunidade científica evidenciou nos últimos anos que as regiões polares estão sofrendo um impacto acelerado em conseqüência das mudanças climáticas globais. Contudo, o padrão destas alterações não tem sido simétrico entre os dois hemisférios. Enquanto nas últimas décadas a espessura da cobertura de gelo do Oceano Ártico, durante os períodos de verão e outono, diminuíram cerca de 40% (Rutgers van der Loeff *et al*., 2006) e a extensão do gelo marinho alcançou valores mínimos, o gelo Antártico aparentemente não sofreu diminuição considerável, tendo sido inclusive observado ligeiro aumento em alguns locais. Ao mesmo tempo, a Península Antártica tem se aquecido a uma taxa aproximada de $0,5^{o}$ C por década, de acordo com os registros históricos dos últimos 40 anos. Um claro sinal do aquecimento nessa região é o atual recuo das geleiras na Ilha Rei George, e a rápida desintegração da frente flutuante das geleiras e das plataformas de gelo da Península Antártica (Laxon, 2003; Scambos *et al.,* 2000).

Demonstrou-se cientificamente que as regiões polares tanto direcionam como respondem às mudanças climáticas globais (Sabine *et al.,* 2004). Neste contexto, o Oceano Austral foi considerado fundamental para o controle do clima, pois é uma região única em muitos aspectos. O principal deles está relacionado ao fato de que, em altas latitudes, a circulação oceânica tem caráter circunglobal, ou seja, é extensiva a todo globo terrestre. Outro aspecto interessante, singular ao oceano que circunda o continente Antártico, é a comunicação livre com todas as outras principais bacias oceânicas do planeta: Atlântico, Índico e Pacífico.

O Oceano Austral é o maior repositório de macro-nutrientes disponíveis em águas superficiais e uma região muito importante para a formação de águas intermediárias e profundas (Sarmiento *et al.,* 2004). As interações entre atmosfera, oceano e gelo marinho que resultam na formação de massas de água profundas em altas latitudes direcionam os processos de ventilação oceânica, termo que se refere à entrada de águas que recentemente tiveram contato com a atmosfera nas camadas mais profundas do oceano.

Assim como em todos os oceanos, no Oceano Austral há presença de algas que constituem o mais importante grupo de produtores primários. Elas convertem o carbono inorgânico em matéria orgânica por meio da fotossíntese, tornando-se a base da cadeia alimentar. Sendo assim, o fitoplâncton desempenha papel fundamental nos ciclos biogeoquímicos e na transferência de matéria e de energia ao ambiente (François *et al.*, 1997; Sigman *et al.*, 2004).

O Oceano Antártico é conhecido como uma área de remoção aumentada do dióxido de carbono (CO_2) da atmosfera. Além de constituir a base de toda a cadeia alimentar, o fitoplâncton possui um papel importante nos processos que influenciam o clima e as mudanças globais. Por meio da fotossíntese, esses organismos aumentam sua biomassa fixando o CO_2 em sua estrutura na forma de carbono orgânico, assim, absorvendo o CO_2 atmosférico na coluna d'água superficial do oceano. O zooplâncton pasteja o fitoplâncton, utilizando a maior parte do carbono orgânico como fonte de energia e oxidando o restante novamente a CO_2, que eventualmente pode retornar para a atmosfera. Uma pequena fração do carbono produzido durante a fotossíntese escapa do processo de oxidação pelo seu afundamento ou "deposição" ao longo da coluna d'água na forma de partículas, freqüentemente denominadas de "chuva marinha" e que incluem fezes peletizadas de zooplâncton (Oceanus, 1997). Dessa maneira o zooplâncton mostra seu importante papel na reciclagem de nutrientes nos oceanos ao alimentar-se de produtores primários (fitoplâncton) e, por sua vez, serve de alimento a organismos maiores. O CO_2 também pode ser transportado para o fundo do oceano de outra forma: parte do plâncton, constituída por cocolitoforídeos, foraminíferos planctônicos e pterópodes produz conchas de calcita e de aragonita, as quais também estão sujeitas ao afundamento quando estes organismos morrem.

Quando as partículas de carbono orgânico e o carbonato de cálcio alcançam o interior do oceano (profundidades de poucos quilômetros), elas são estocadas nestes locais, não devendo retornar à atmosfera por um longo período. Este processo de transporte de C no oceano, conhecido pelo termo "bomba biológica" é um mecanismo crítico para a prevenção do efeito estufa, a coleção de gases na atmosfera que blinda o transporte de calor da superfície terrestre para as camadas aéreas superiores. Compreender o ciclo biogeoquímico do carbono nos oceanos tem grande importância no contexto da remoção

do dióxido de carbono antrópico da atmosfera. Os processos que ocorrem na interface atmosfera-oceano e a dinâmica da produtividade primária são elementos fundamentais para elucidar este ciclo.

A margem continental Antártica é considerada uma das áreas mais sensíveis às mudanças climáticas globais. Embora estudos recentes demonstrem fluxos de carbono orgânico elevados em zonas pelágicas do Oceano Austral, em várias regiões da Antártica, os fluxos de material particulado, de carbono orgânico e de carbonato de cálcio determinados são muito menores que em outros oceanos. Contudo, em alguns ambientes costeiros da Antártica, tais como no Mar de Ross e na Península Antártica, os fluxos de partículas biogênicas e litogênicas são ordens de grandeza maiores que nas regiões Antárticas pelágicas. Um destes ambientes é o Estreito de Bransfield, que é caracterizado por sua alta produtividade e seu grande potencial como um sorvedouro do CO_2 atmosférico.

Para estudar o ciclo do carbono, pesquisadores utilizam o ^{234}Th, um radionuclídeo natural da série do ^{238}U, como traçador dos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportado no oceano (Savoye *et al.*; 2004, 2006). Os radionuclídeos naturais têm sido utilizados como traçadores na investigação de processos oceânicos e no gerenciamento da região costeira. As suas aplicações em trabalhos de cunho oceanográfico e/ou de contaminação marinha têm auxiliado aos cientistas elucidar processos que ocorrem na coluna d'água (transporte de partículas, ciclo do carbono, ciclos biogeoquímicos, processos de arraste) ou nos sedimentos (afundamento, deposição, acumulação, transporte e ressuspensão). Contudo, estudos a respeito da aplicação de radionuclídeos naturas como traçadores de processos ambientais que ocorrem ao longo da margem continental brasileira e no Atlântico Sul, não tem sido tão numerosos quanto aqueles desenvolvidos no Atlântico Norte.

Nas últimas décadas, a determinação dos isótopos naturais das séries do ^{238}U e do ^{232}Th em matrizes ambientais tem tido ampla aplicabilidade. Os resultados obtidos nestas pesquisas têm contribuído, principalmente, para um melhor entendimento dos processos geológicos que ocorrem na crosta terrestre, dos processos de transporte em sistemas rocha-água e do comportamento físico-químico destes radionuclídeos em ambientes variados (Benitez-Nelson *et al.*, 2001; Rutgers van der Loeff *et al.*, 2002;

Buesseler *et al.*, 2003; Savoye *et al.*, 2006; Rutgers van der Loeff *et al*., 2006; Burnett *et al.*, 2008; Moore & Oliveira, 2008; Rodriguez y Baena *et al.*, 2006; Oliveira *et al.*, 2009).

O método de análise das séries temporais de ^{234}Th quando utilizado em conjunto à determinação de parâmetros oceanográficos, pode fornecer resultados que permitem compreender a dinâmica regional da bomba biológica em relação a fenômenos climáticos globais, tais como o El Niño e as monções asiáticas. Estes experimentos têm se tornado uma das metodologias mais importantes para elucidar os ciclos globais de CO_2 nos oceanos (Oceanus, 1997).

O ^{234}Th é um radionuclídeo natural produzido continuamente na água do mar pelo decaimento do seu precursor solúvel ^{238}U. Devido ao seu comportamento altamente reativo com o material particulado e a sua meia-vida física relativamente curta ($T_{1/2}$ = 24,1 dias), o ^{234}Th tem sido utilizado em oceanografia como um traçador para se determinar as taxas de exportação do material particulado ao longo da coluna d'água, processo que ocorre em uma escala temporal de dias a semanas. Este intervalo de tempo torna o ^{234}Th um radionuclídeo especialmente apropriado para se estudar os fluxos de POC exportado no Oceano Austral durante o "bloom" de fitoplâncton (Rutgers van der Loeff *et al.,* 2002). Esta metodologia é fundamentada na premissa de que um grau de desequilíbrio elevado entre o ^{234}Th e o ^{238}U na coluna d'água, ou melhor, uma diminuição da razão de atividade ^{234}Th/ ^{238}U, implica num aumento direto do fluxo de material particulado necessário para suportá-lo (Savoye *et al.*, 2006). Recentemente, também foi reconhecido que o ^{234}Th pode ser considerado uma ferramenta valiosa para a compreensão do ciclo de material particulado nas camadas meso-pelágicas (Savoye *et al.,* 2004).

Em função do seu comportamento geoquímico peculiar, os isótopos naturais de Th encontram-se ligados aos sedimentos e ao material particulado em suspensão. Como parte da composição de rochas e minerais, os isótopos de Th decaem espontaneamente formando isótopos de Ra. Todos os isótopos de Ra encontram-se dissolvidos na água do mar. Com meias-vidas variando de 3,6 dias (^{224}Ra) a 11,4 dias (^{223}Ra), e de 5,7 anos (^{228}Ra) a 1.600 anos (^{226}Ra), esses quatro isótopos são utilizados para se determinar as taxas de mistura de massa d'água nos oceanos e as trocas químicas com a região costeira.

1.1. A remoção do CO_2 atmosférico pela bomba biológica

O ciclo do carbono, entre suas várias formas orgânicas, inorgânicas e seu transporte das camadas superficiais ao fundo do oceano, é governado por processos físicos e biológicos. Os processos são comumente chamados de bomba física e bomba biológica, respectivamente, e ambos são capazes de aumentar a concentração de CO_2 no interior do oceano. A bomba física é dirigida pela circulação lenta do oceano e pelo CO_2 que é mais solúvel em águas frias. Massas de água frias e densas em oceanos de altas latitudes, particularmente do Atlântico Norte e do Oceano Austral, absorvem CO_2 atmosférico antes de serem transportadas para o fundo do oceano. Os processos de fixação de carbono inorgânico em matéria orgânica durante fotossíntese, sua transformação através cadeia alimentar, e o transporte vertical se referem à "bomba biológica" (**Fig. 1**) (Baliño *et al.*, 2000).

Componentes da "bomba biológica" são responsáveis pela transformação do Carbono Inorgânico Dissolvido (DIC) em matéria orgânica e pelo transporte deste na forma particulada ou dissolvida para o fundo do oceano. Os nutrientes inorgânicos e o dióxido de carbono (CO_2) são fixados durante a fotossíntese pelo fitoplâncton que, por sua vez, libera Matéria Orgânica Dissolvida (DOM) que é consumida através do zooplâncton herbívoro. Parte do zooplâncton tal como copépodos, pelotas fecais que podem ser ingeridas, detritos orgânicos que formam agregados maiores, afundam mais rapidamente. A DOM é exportada para o fundo, consumida parcialmente por bactérias (exemplificadas pelos pontos pretos na **Fig.1**) e por respiração, assim, retornando à forma inorgânica no enorme reservatório de DIC, o oceano profundo. Cerca de 1% das partículas que deixam a superfície do oceano atingem o fundo e são consumidas, respiradas, ou enterradas nos sedimentos, onde o carbono é armazenado por milhões de anos. O efeito líquido desses processos é remover o carbono orgânico da superfície e transportá-lo ao oceano profundo na forma de carbono inorgânico dissolvido, mantendo o gradiente de DIC da superfície para as profundezas do oceano (Ducklow *et al.*, 2001).

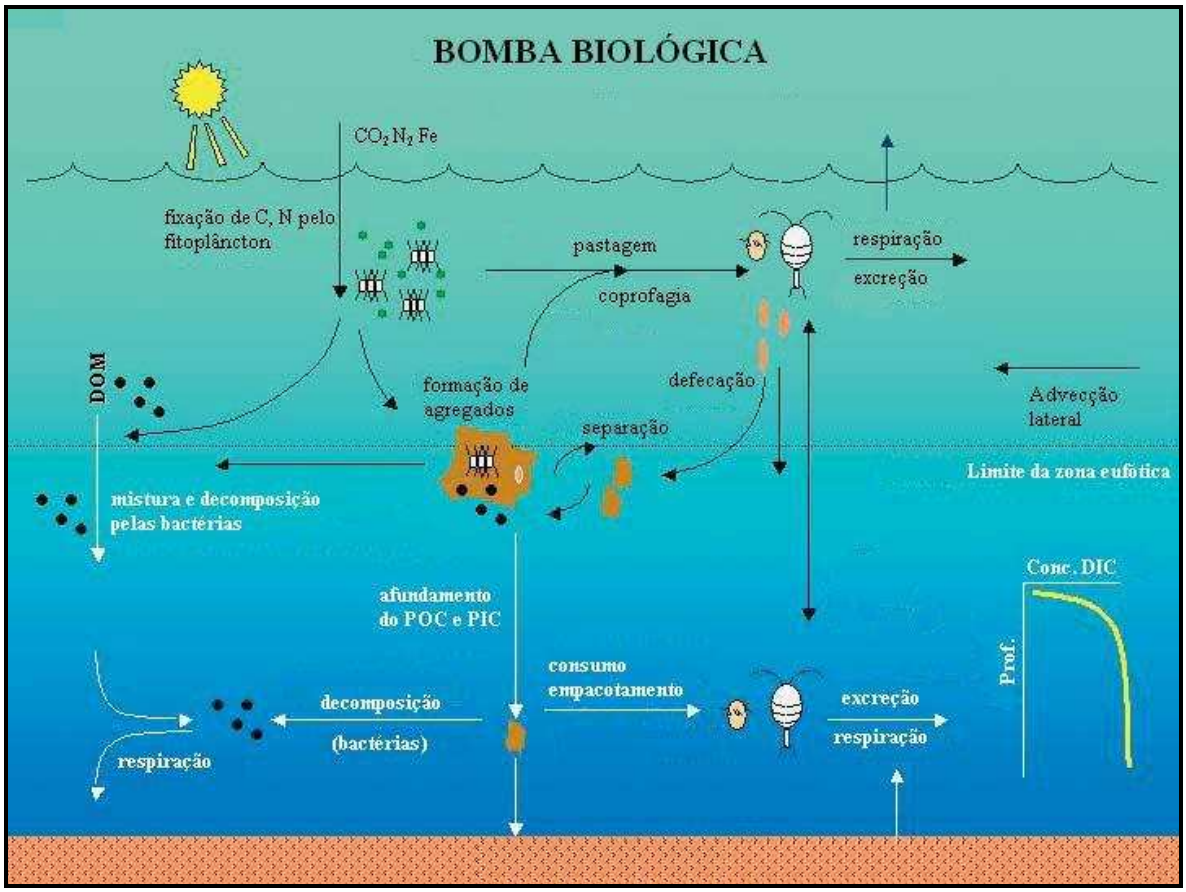

FIGURA 1 - Representação simplificada da bomba biológica (Ducklow, 2001).

O fornecimento de nutrientes para a superfície clara e aquecida do oceano estimula o crescimento de fitoplâncton e a produção de carbono orgânico particulado (POC). O fitoplâncton absorve nutrientes e CO_2 pelo processo de fotossíntese e a taxa na qual este processo acontece é chamada de produtividade primária. Parte da matéria orgânica criada é consumida na superfície do oceano e o restante afunda ao longo da coluna d'água. Parte desse carbono é remineralizado novamente a CO_2 enquanto uma fração minúscula alcança os sedimentos. Equações que deduzem a relação entre a quantidade de carbono produzida e a quantidade exportada da superfície do oceano, bem como a relação entre o fluxo de exportação e profundidade do oceano, são os principais componentes dos modelos que procuram prever a distribuição no CO_2 no oceano (Ducklow *et al.*, 2001).

A circulação termohalina retorna do oceano profundo à atmosfera em escalas de tempo de milhares de anos. Ela pode ser representada como uma corrente de interconexão entre as águas dos oceanos mundiais. As águas superficiais salgadas e

aquecidas alcançam as altas latitudes do Atlântico Norte no inverno e são resfriadas e afundam a grandes profundidades. Este processo é conhecido como “formação de águas profundas”. De lá começa sua viagem para o sul onde se une com as águas frias formadas na Antártica, e fluem do fundo dos oceanos para as bacias do Atlântico, Índico e Pacífico. As águas profundas tornam-se enriquecidas em nutrientes essenciais (por exemplo, N, P e Si) e CO_2. Essas águas retornam à superfície do Atlântico Norte, oceano Índico e Pacífico principalmente, através de fenômenos de ressurgência. Um ciclo completo da corrente de transporte leva aproximadamente 1.000 anos.

1.2. Objetivos do presente trabalho

Este trabalho teve por objetivos a aplicação de radionuclídeos naturais, principalmente ^{234}Th, ^{238}U e isótopos de Ra, como traçadores dos fluxos de carbono orgânico exportados no Estreito de Bransfield

O trabalho faz parte de um projeto maior intitulado “Estudo da distribuição vertical das características tróficas e da matéria orgânica no Estreito de Bransfield, Península Antártica, utilizando a aplicação de radioisótopos naturais como traçadores das possíveis vias de remoção de carbono – RADIOANTAR” financiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico no âmbito do Programa Antártico Brasileiro (Processo CNPq nº 550048/2007-3).

CAPÍTULO 2 – DISTRIBUIÇÃO DOS RADIONUCLÍDEOS NO OCEANO

2.1. Séries Radioativas Naturais

Na natureza existem elementos radioativos que realizam transmutações ou desintegrações sucessivas, até que um núcleo atinja uma configuração estável. Em cada decaimento, os núcleos emitem partículas dos tipos alfa, beta e/ou radiação gama e as seqüências de núcleos formados neste processo são denominadas Séries Radioativas ou Famílias.

Há três séries radioativas naturais, sendo que cada uma delas se inicia com um núcleo actinídeo (^{238}U, ^{235}U e ^{232}Th) e termina com um isótopo estável de Pb (**Fig. 2**). As séries de decaimento possuem nuclídeos com meias-vidas que vão desde microssegundos a centenas de milhares de anos. Dentre os vários membros destas séries, alguns mais freqüentemente utilizados em estudos geoquímicos são ^{234}U, ^{230}Th e ^{226}Ra da série de decaimento do ^{238}U e ^{231}Pa da série do ^{235}U. A meia-vida relativamente longa desses nuclídeos torna-os bastante adequados na investigação de muitos processos geológicos que ocorrem em escalas de tempo próximas ao seu período de decaimento. Uma característica importante destas séries de desintegração é o fato de que o isótopo pai (^{238}U) é radioativo e tem uma meia-vida maior do que todos os nuclídeos intermediários (Ivanovich & Harmon, 1992).

A série do urânio se inicia com o ^{238}U e após 14 emissões, sendo 8 do tipo α e 6 do tipo β^-, é produzido o isótopo estável de ^{206}Pb. Como o número de massa diminui quatro unidades no decaimento alfa, e no decaimento beta não há alteração, consequentemente, os números de massa dos membros dessa série radioativa diferem por múltiplos de 4. Portanto, o número de massa de cada membro da família é dado por 4n+2, onde n é um numero inteiro que varia de 51 a 59. A série do tório começa com o ^{232}Th e após a emissão de 12 partículas, sendo 7 do tipo α e 5 do tipo β^-, é atingido o produto final estável ^{208}Pb. A fórmula geral dessa série é 4n. A série do actínio tem inicio com o ^{235}U e após 11 emissões (7 do tipo α e 4 do tipo β^-), é produzido o isótopo estável ^{207}Pb. A fórmula geral dessa série é 4n+3.

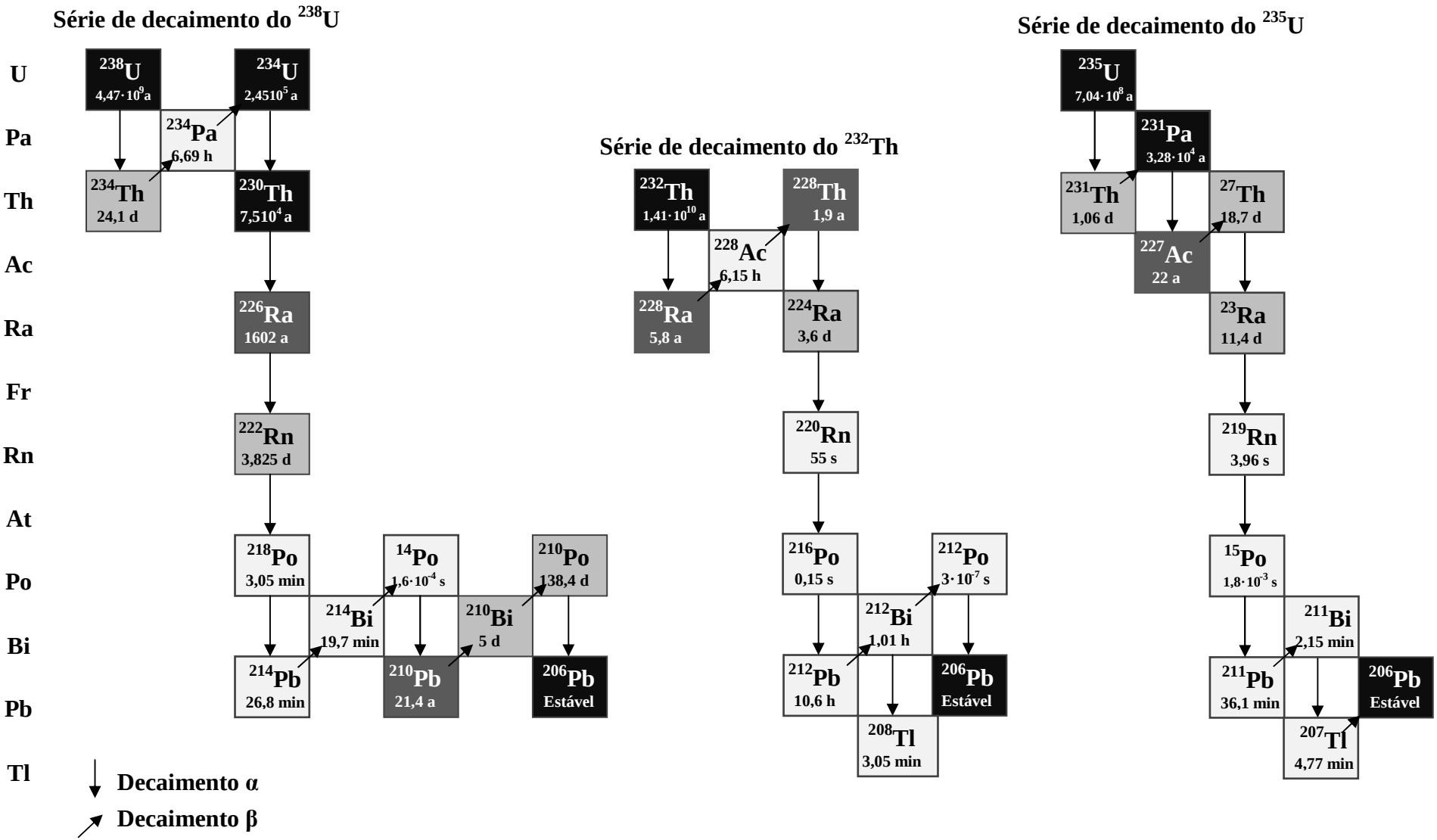

FIGURA 2 - Esquema do decaimento radioativo das séries naturais do ^{238}U, ^{232}Th e ^{235}U. A escala de cinza reflete a meia-vida, com tons mais escuros para as meias-vidas mais longas.

2.1.1. Propriedades e comportamento do Tório no meio ambiente

O elemento tório (Th) pertence ao grupo IIIB e é o segundo elemento na série dos actinídeos da tabela periódica. É composto por 25 radioisótopos, com massas atômicas variando de 212 à 236, e as meias-vidas de segundos à 10^{10} anos. Seu número atômico é igual a 90, e sua massa é 232. Os principais isótopos de tório são ^{227}Th ($T_{1/2}$ = 18,7 dias), ^{228}Th ($T_{1/2}$ = 1,9 anos), ^{230}Th ($T_{1/2}$ = 7,4 x 10^4 anos), ^{232}Th ($T_{1/2}$ = 1,41 x 10^{10} anos) e ^{234}Th ($T_{1/2}$ = 24,1 dias). O Th natural é composto quase totalmente de ^{232}Th, devido à sua meia-vida extremamente longa em relação aos outros isótopos de Th. O ^{232}Th é o nuclídeo precursor da série de decaimento do tório (**Fig.2**) e um emissor de partículas alfa. Estima-se que este elemento seja cerca de três a quatro vezes mais abundante que o urânio na crosta terrestre.

O tório, assim como o urânio, é considerado um elemento litófilo[1] de baixa mobilidade geoquímica. É um metal prateado, brilhante, dúctil e estável ao ar, mas, quando contaminado por ThO_2 e/ou em contato com o oxigênio perde lentamente seu brilho, tornando-se cinza e finalmente preto. Possui estado de oxidação +4, embora Klapötke (1997) tenha observado o Th^{+3} em soluções aquosas e Cotton (1991) o Th^{+2}, formando o ThI_2. Suas combinações assemelham-se ao cério tetravalente e, até certo ponto, também ambos se assemelham a outros elementos de tetravalência como titânio, zircônio e háfnio. Por apresentar estado de oxidação +4, os íons de tório não fazem parte de reações que envolvam mudanças de carga, e conseqüentemente, há poucas reações que permitam identificá-lo.

Em sistemas marinhos, o Th é considerado um traçador muito útil de uma vasta gama de processos oceanográficos, como ciclo de partículas e fluxo de exportação de carbono. Isso ocorre porque suas propriedades químicas são relativamente simples, pois o Th tem apenas um estado de oxidação estável, +4, em todas as condições redox nas águas naturais, e os íons de Th são extremamente partículo-reativos.

Na crosta terrestre podem ser encontrados traços de tório em mais de 100 minerais, nos quais ele normalmente ocorre associado ao urânio e as terras raras. Dentre

[1] Elementos litófilos (termo da classificação Goldschimidt's para elementos com afinidades por silicatos) são aqueles que prontamente formam íons com 8 elétrons no nível mais externo (grupos IA e IIA).

estes, apenas a torianita, a torita e a monazita são importantes o bastante para serem mencionadas. A torianita e a torita constituem os únicos minerais nos quais o tório é o componente principal. Outros minerais, como a monazita, a xenotima, a gadolinita e a alanita, têm terras raras e zircônio como componentes principais e tório como componente secundário (Albert, 1966).

2.1.2. Propriedades e comportamento do Urânio no meio ambiente

O elemento urânio (símbolo U) é o mais pesado elemento de ocorrência natural, pertence ao grupo IIIB da tabela periódica, na série dos actinídeos. Seu número atômico é 92, e sua massa é 238, possui os estado de oxidação +3, +4, +5 e +6, que são usualmente representados pó U^{+3}, U^{+4}, UO_2^{+} e UO_2^{+2}, respectivamente. Os estados de oxidação +3 e +5 são instáveis, enquanto o U^{+4} é estável, mas é oxidado pelo oxigênio do ar. O íon uranila (UO_2^{+2}) é a mais estável das soluções de urânio.

O urânio é um elemento instável e todos os seus isótopos são radioativos e decaem principalmente por emissão de partículas alfa. Dos três isótopos de urânio, ^{238}U, ^{235}U e ^{234}U, o mais abundante é o ^{238}U (99,28%), que juntamente com o ^{234}U são os isótopos mais utilizados em estudos de datação radiométrica, devido a sua meia-vida muito longa: ^{238}U ($T_{1/2}$ = 4,5 x 10^9 anos) e o ^{234}U ($T_{1/2}$ = 2,5 x 10^5 anos). Embora o ^{235}U tenha uma meia-vida relativamente longa ($T_{1/2}$ = 7,1 x 10^8 anos), sua utilização não é muito freqüente, devido à sua abundância (0,72%) (Faure, 1985; Dickin, 1995).

A distribuição do urânio na crosta terrestre está relacionada com processos magmáticos que causaram sua mobilização para a superfície desde a formação da Terra. Desta forma, ele se encontra retido nos principais minerais formadores de rochas, incorporado em certos minerais, ou ainda, é suficientemente concentrado, formando minerais próprios. O mineral de urânio mais abundante na crosta terrestre é a uraninita, dióxido de urânio (UO_2) (Ivanovich & Harmon, 1992).

O enriquecimento de urânio na crosta terrestre ocorre em função do seu comportamento geoquímico litófilo fortemente incompatível, devido às seguintes características: (a) apresenta carga alta (+4) e grande raio iônico (1,05Å) não se ajustando bem na maioria das estruturas cristalinas de silicatos, sendo então concentrado nas fases

finais dos processos magmáticos; (b) possui tendência de volatizar ou formar combinações voláteis a temperaturas menores do que a de outros metais no núcleo terrestre; (c) apresenta forte tendência de se combinar com o flúor, cloro e oxigênio (Ivanovich & Harmon, 1992). Assim, o urânio no oceano pode ser transportado por ações mecânicas, mas, normalmente, move-se em solução, como uranila (UO_2^{+2}) complexado com íons sulfato, carbonato e cloreto.

2.1.3. Propriedades e comportamento do Rádio no meio ambiente

O elemento rádio (símbolo Ra) é um metal radioativo do grupo IIA da tabela periódica. Apresenta massa atômica 226,05 e número atômico 88 com configuração eletrônica $7s^2$. O Ra é o mais pesado dos metais alcalino terrosos. Dos isótopos de rádio conhecidos com número de massa variando entre 206 e 230, todos são instáveis e apenas quatro são encontrados naturalmente. Estes quatro isótopos, ^{226}Ra, ^{228}Ra, ^{224}Ra e ^{223}Ra são membros intermediários das três séries radioativas naturais: ^{228}Ra ($T_{1/2}$ = 5,75 anos) e ^{224}Ra ($T_{1/2}$ = 3,6 dias) pertencem à série do tório; ^{226}Ra ($T_{1/2}$ = 1.602 anos) pertence à série do urânio; e ^{223}Ra ($T_{1/2}$ = 11,4 dias) pertence à série do actínio. Todos estes são nuclídeos emissores alfa com a excessão do ^{228}Ra, que é um emissor beta de baixa energia. A meia-vida de todos os outros é pequena, ou muito menor que uma hora. Dos quatro isótopos de rádio derivados das séries de decaimento do urânio, actínio e do tório, o ^{226}Ra, produto de decaimento do ^{238}U, é um dos mais importantes que ocorrem na natureza. Isto é devido à sua meia-vida longa e à abundância natural de seu precursor.

Devido à sua meia-vida, os isótopos de Ra devem sua existência da sua formação permanente a partir de isótopos de urânio e tório. Assim, os compostos que contêm urânio e tório também contêm os isótopos naturais de Ra.

A principal fonte de Ra na biosfera é a crosta terrestre, onde processos naturais e antrópicos transferem este elemento para o solo, ambientes aquáticos e atmosféricos. Esses processos provocam a dispersão do Ra ao nível local e global e o seu enriquecimento em determinados componentes da biosfera. Ao nível local, em diversos compartimentos do meio ambiente as atividades de ^{226}Ra e ^{228}Ra raramente estão em equilíbrio radioativo com seus precursores e descendentes, devido a processos químicos, físicos e biológicos, mas o equilíbrio existe ao nível global. Isto permite que se determine as atividades de ^{226}Ra e de

^{228}Ra presentes na crosta a partir da concentração de seus precursores urânio e tório (Jaworowski, 1990).

2.2. Comportamento dos radionuclídeos no ambiente marinho

No ambiente marinho, os nuclídeos das séries de decaimento do urânio e tório podem ser classificados em dois grupos: aqueles que se mantêm estáveis na forma dissolvida em água do mar, e os que se associam com partículas e são removidos da água por processos de adsorção, coprecipitação, ou interações biológicas. No primeiro grupo estão os isótopos de urânio (^{238}U, ^{235}U, ^{234}U), rádio (^{226}Ra e ^{228}Ra), e ^{222}Rn, embora os isótopos de rádio possam se encontrar associados, em algumas raras exceções, ao ciclo biológico. Nuclídeos partículo-reativos incluem os isótopos de tório (^{232}Th, ^{234}Th, ^{230}Th, ^{228}Th), ^{231}Pa, ^{210}Pb e ^{210}Po. As medidas dos radionuclídeos no meio marinho têm fornecido uma riqueza de informações sobre as características dos processos físicos, químicos e biológicos que controlam o comportamento destes e outros elementos no oceano. A utilização destes radioisótopos como traçadores de processos no oceano é baseada nas diferenças de suas propriedades químicas, particularmente em relação à solubilidade e interação com partículas - bióticas ou abióticas. Ambos os radionuclídeos, naturais e artificiais, podem ser utilizados, dependendo de sua meia-vida física, como marcadores em estudos das taxas de circulação do material particulado (movimento vertical/ horizontal), sedimentação e bioturbação.

As séries de decaimento do urânio e tório incluem os isótopos de radônio, polônio, bismuto, chumbo e tálio, cujas meias-vidas são geralmente muito curtas para mostrar o desequilíbrio significativo em relação aos seus precursores na série de decaimento. Outros radionuclídeos, no entanto, têm meia-vida que os tornam úteis na determinação de uma variedade de processos oceânicos que ocorrem em escalas de tempo relativamente curtas. Este grupo inclui os isótopos de tório: ^{234}Th ($T_{1/2}$ = 24,1 dias), ^{227}Th ($T_{1/2}$ = 18,6 dias), ^{228}Th ($T_{1/2}$ = 1,9 anos); rádio: ^{224}Ra ($T_{1/2}$ = 3,64 dias), ^{223}Ra ($T_{1/2}$ = 11,1 dias); radônio: ^{222}Rn ($T_{1/2}$ = 3,8 dias) e polônio: ^{210}Po ($T_{1/2}$ = 138 dias). Destes, os isótopos Th e Po são partículo-reativos, enquanto os isótopos de rádio e radônio tendem a permanecer em solução. Como conseqüência, Th e Po são úteis na quantificação das taxas de remoção das partículas na solução e outros processos que regem a dinâmica de

partículas no oceano, enquanto Ra e Rn são marcadores adequados para os processos que ocorrem na fase dissolvida, tais como advecção e difusão (Cochran, 1992).

Existem basicamente três fontes de radionuclídeos de meias-vidas longas no oceano: (1) os elementos naturais de origem cósmica, por exemplo, ^{7}Be, ^{10}Be, ^{14}C, ^{26}Al, e ^{32}Si; (2) os elementos naturais de origem terrígena[2], por exemplo ^{40}K, ^{129}I e urânio e tório, juntamente com seus descendentes radioativos; (3) os radionuclídeos artificiais, por exemplo ^{90}Sr, ^{137}Cs, plutônio (^{238}Pu, $^{239\text{-}240}$Pu) e ^{241}Am.

2.2.1. Tório no oceano

Vários isótopos de tório encontram aplicações em oceanografia. Estes são ^{232}Th, ^{230}Th, ^{228}Th, ^{234}Th e ^{227}Th. Tais isótopos podem rapidamente hidrolisar e adsorver em partículas disponíveis na superfície, pois o Th é o elemento que tem maior afinidade com o material particulado. Como conseqüência, os isótopos de Th são úteis para se determinar as taxas de transferência de uma variedade de processos associados ao material particulado no oceano. Dos isótopos de meia-vida curta, o ^{234}Th tem sido o foco de maior interesse nos últimos anos. O comportamento conservativo do ^{238}U na água do mar faz com que a produção de ^{234}Th a partir do ^{238}U seja fácil de se caracterizar. Além disso, a meia-vida do ^{234}Th é mensurável a curto prazo, podendo-se verificar mudanças que ocorrem na coluna d'água superficial dos oceanos, nos sedimentos ou na coluna d'água de áreas costeiras. Em contraste, as fontes de ^{227}Th, ^{228}Th e ^{210}Po, mostram uma variação substancial ao longo da profundidade da coluna d'água (Ivanovich & Harmon, 1992).

O ^{232}Th é um radioisótopo de meia-vida muito longa, cerca de 14,05 bilhões de anos. A sua distribuição na coluna de água não é afetada pelo decaimento radioativo, e seus fluxos são fornecidos para o oceano através da descarga fluvial e partículas terrígenas. Nos sedimentos, servem como fonte para outros radioisótopos (por exemplo, ^{228}Ra e seus produtos de decaimento), que podem ser mobilizados para a coluna d' água como traçadores (Rutgers Van der Loeff & Geibert, 2008).

O ^{230}Th, com uma meia-vida de 75.510 anos, fornecido à água do mar a partir do decaimento do ^{234}U (**Fig. 2**), é dissolvido e removido para os sedimentos através de

[2] Em oceanografia, sedimentos terrígenos são aqueles derivados de ambientes terrestres através da erosão das rochas. São constituídos de areia, lama e lodo levados ao oceano pelos rios.

interações com o material particulado. Seu tempo de residência no fundo do oceano é da ordem de décadas (Anderson *et al*., 1983). O fluxo de deposição quase constante da superfície para o fundo do mar, combinado com a sua meia-vida de longa, torna o ^{230}Th uma das ferramentas mais versáteis em estudos do fluxo de partículas ao longo da coluna de água e dos sedimentos, além de permitir estimar as taxas de renovação de massas de água no oceano (Rutgers Van der Loeff & Geibert, 2008).

O ^{228}Th com uma meia vida de 1,91 anos é o produto da desintegração do ^{228}Ra. Assim, sua distribuição se assemelha ao ^{228}Ra, que apresenta concentrações aumentadas na interface continente-oceano e junto aos sedimentos. O ^{228}Th estará esgotado em comparação com o ^{228}Ra em cenários que apresentem um fluxo de partículas acentuado, devido à sua remoção preferencial (Rutgers Van der Loeff & Geibert, 2008).

O ^{234}Th tem uma meia-vida de 24,1 dias, é produzido continuamente em todos os oceanos a partir do decaimento do ^{238}U a uma taxa praticamente uniforme. O ^{234}Th, em geral, está em equlibrio secular com ^{238}U na maioria dos oceanos, exceto em locais de alto fluxo de partículas, como as águas superficiais produtivas e a camada nefelóide[3] dos sedimentos de fundo, onde sua atividade é menor do que a ^{238}U. Nessas regiões, o ^{234}Th é preferencialmente adsorvido pelo material particulado e retirado da coluna d' água. Isso faz do ^{234}Th um bom traçador nos estudos do fluxo de material particulado exportado (Benitez-Nelson & Moore, 2006).

O ^{227}Th tem uma meia-vida de 18,7 dias. Estudos deste isótopo nos oceanos são limitados devido sua baixa ocorrência e meia-vida física relativamente curta. Algumas medidas das concentrações de ^{227}Th tem sido realizadas via ^{227}Ac, seu progenitor encontrado principalmente em águas profundas, próximas à interface água-sedimento.

2.2.2. Urânio no oceano

A distribuição dos isótopos ^{238}U, ^{235}U e ^{234}U no oceano é considerada importante uma vez que estes isótopos produzem os nuclídeos de maior afinidade com o material particulado: ^{234}Th, ^{231}Pa e ^{230}Th, respectivamente. Os isótopos naturais de urânio ^{238}U, ^{235}U e ^{234}U são dissolvidos durante o intemperismo químico e formam espécies

[3] Camada nefelóide é uma camada de água acima dos sedimentos no fundo do oceano, que contém quantidades significativas de sedimentos em suspensão.

estáveis de carbonato de uranila $UO_2(CO_3)_3^{-4}$ em ambientes aquáticos oxidantes (pH ≥ 6). Nos sedimentos marinhos, o urânio hexavalente pode ser reduzido a urânio tetravalente e removido da solução. O fluxo de urânio para o oceano pode ser determinado a partir de estimativas da concentração de ^{238}U em águas fluviais, assumindo-se um comportamento conservativo do regime estuarino (Cochran, 1992).

O urânio é incorporado aos sedimentos marinhos pela captura de plâncton e de matéria orgânica formada na superfície do oceano que são depositados no fundo do mar, ou ainda, por difusão para os sedimentos após sua redução e respectiva remoção da solução. Alguns trabalhos na literatura mostraram que o urânio dissolvido pode se fixar à matéria orgânica presente na água superficial, mas é geralmente remineralizado na coluna de água, exceto em áreas que apresentam fluxos elevados de carbono orgânico. O urânio também pode ser retirado da água do mar por organismos que segregam calcário ou silício. Trata-se de plâncton calcário (por exemplo, foraminíferos, cocolitoforídeos, pterópodes), corais, moluscos, diatomáceas e radiolários (Cochran, 1992).

2.2.3. Rádio no oceano

A detecção de ^{226}Ra em sedimentos marinhos realizada por Joly (1908) anunciou o início dos estudos da série de U no oceano. Meio século depois, Koczy (1958) utilizou o ^{226}Ra em água do mar com o obejtivo de rastrear movimentos de massas d'água em grande escala oceânica. Na mesma época, Koczy e colaboradores (Koczy *et al*., 1957), notaram um excesso de ^{228}Th relativo ao ^{232}Th em águas costeiras da Suécia, e afirmaram que este aumento poderia ser devido ao excesso de ^{228}Ra oriundo da difusão dos sedimentos. Assim, ressaltou-se o potencial deste isótopo de rádio de meia-vida relativamente curta como traçador de processos de difusão e mistura vertical. Na década de 1980, explorou-se o potencial de outros dois isótopos de rádio de meia-vida curta, ^{224}Ra e ^{223}Ra como traçadores de processos de mistura que ocorrem em estuários, pântanos salinos, manguezais e a região costeira (Elsinger, 1982; Elsinger & Moore, 1983; Ku *et al*., 2008). Os isótopos de rádio encontram aplicações no estudo de circulações oceânicas porque são os únicos, entre outros traçadores naturais, que são injetados diretamente nas águas de fundo (próximas aos sedimentos), e permitem as investigações sobre os processos de mistura de massa d'água, ao longo de um intervalo de tempo de dezenas à milhares de anos.

Os elementos podem ser divididos em três grandes categorias com base em seu comportamento na água do mar: (a) elementos limitantes para os sistemas biológicos (aqueles que são quase totalmente exauridos em águas de superfície); (b) elementos intermediários limitantes (aqueles que estão parcialmente esgotados nas águas superficiais); e (c) não-limitantes, ou elementos conservativos (os que não mostram esgotamento mensurável em águas superficiais, ou em outras palavras, não apresentam qualquer diferença mensurável na sua concentração da superfície para águas profundas). O rádio, pertencente ao grupo dos metais alcalinos terrosos, é classificado juntamente com o cálcio e bário como um elemento intermediário limitante, e possui afinidades químicas que são quase idênticas às do bário (Broecker,1974 e 1982).

As principais fontes dos isótopos de rádio para a água do mar são provenientes da lixiviação das rochas no continente e a difusão dos sedimentos no fundo do mar. No ambiente marinho, a distribuição e o comportamento do rádio são afetados não só pela mistura vertical e pela circulação horizontal da água do mar, mas também pela adsorção e dessorção de partículas em suspensão. A distribuição dos isótopos de rádio na água do mar não é uniforme e as suas concentrações variam em cada massa de água como resultado das propriedades desse elemento já mencionadas.

2.3. ^{234}Th como traçador no oceano

Desde as primeiras medidas de ^{234}Th no oceano (Bhat *et al.,* 1969), a diminuição das atividades de ^{234}Th das águas costeiras para o oceano indicaram que a distribuição do ^{234}Th era fortemente influenciada pelo ciclo do material particulado. A forte reatividade do tório com o material particulado torna-o um traçador muito útil de vários processos oceânicos, constituindo uma ferramenta eficaz no estudo de processos de produção primária e ciclagem da matéria orgânica.

Equações do balanço de atividade que descrevem a relação entre o ^{234}Th ($T_{1/2}$ = 24,1 dias) e seu precursor solúvel ^{238}U ($T_{1/2}$ = 4,47 x 10^9 anos) podem ser utilizadas para se quantificar a taxa de adsorção de ^{234}Th no material particulado e seu fluxo de exportação da superfície do oceano. Assim, quanto maior o desequilíbrio (^{234}Th/^{238}U) maior o fluxo de exportação.

O foco deste trabalho é a aplicação do ^{234}Th como um traçador do fluxo de carbono orgânico particulado (POC) exportado das águas de superfície. A principal questão é saber como podemos utilizar as taxas de remoção do ^{234}Th para se determinar os fluxos de carbono associados com o afundamento das partículas no oceano. Estudos mostraram uma correlação positiva entre o desequilíbrio ^{234}Th/^{238}U e as atividades biológicas na superfície do oceano. De fato, esta é uma das aplicações mais relevantes do desequilibrio ^{234}Th/^{238}U nos últimos anos. A abordagem feita pela observação da deficiência do ^{234}Th na superficie do oceano mostra que tais deficiências são criadas pelo arraste de ^{234}Th por partículas biogências e o afundamento de tais partículas da zona eufótica.

Vários pesquisadores utilizaram o ^{234}Th como traçador natural para determinar a exportação do POC. No estudo realizado por Morris (2007), o ^{234}Th foi usado como traçador do carbono orgânico particulado no período de *bloom* do fitoplâncton no Oceano Austral, comparando resultados obtidos em regiões de alta e baixa concentração de clorofila-a. Kawakami (2007) estudou no norte do Pacífico, as mudanças sazonais nos fluxos de exportação de POC da camada superficial (100 m) utilizando o ^{234}Th como traçador. Buesseler (2006) fez uma avaliação da razão entre o carbono orgânico particulado e o ^{234}Th no oceano e o respectivo impacto sobre a aplicação do ^{234}Th como um traçador dos fluxos de POC.

CAPÍTULO 3 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1. Aspectos naturais e geológicos da Antártica

O continente Antártico (**Fig. 3**) possui posição geográfica estratégica, pois domina três oceanos (Atlântico, Índico e Pacífico) e projeta-se sobre três continentes, constituindo em invejável ponto de apoio para o controle das importantes rotas marítimas dos mares Austrais, principalmente daquelas que se utilizam das passagens África – Antártica e América do Sul – Antártica. A região consiste de dois grandes blocos continentais, ocupando um espaço de 14,2 milhões de km^2, dos quais 98% são cobertos por uma camada de gelo de, em média, 1 a 4 mil metros de espessura (Anderson, 1999). As montanhas Transantárticas, uma das maiores cadeias montanhosas do planeta (abrangem em torno de 3.500 km), marcam o limite entre a Antártica Oriental e a Antártica Ocidental.

A Antártica está localizada abaixo dos 60ºS de latitude e isolada de todos os outros continentes por um grande oceano gelado, o Oceano Circumpolar-Antártico. Essa extensa área oceânica que circunda a Antártica é constituída da porção sul dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, sendo que entre 50ºS e 60ºS existe a barreira natural denominada Convergência Antártica, que separa este dos outros oceanos. Neste ponto, as correntes marinhas frias que fluem ao Norte desde a Antártica se misturam com correntes mais quentes em direção ao Sul, marcando uma clara diferença física nos oceanos. Por este motivo a água que circunda o Continente Antártico é considerada um oceano.

O continente Antártico abriga grandes reservas minerais, inclusive aquelas de evidente interesse energético, como o petróleo. Tais reservas encontram-se intocadas, protegidas pela camada de gelo e por norma internacional, o Tratado Antártico em vigor desde 1961 (Caroli, 2001).

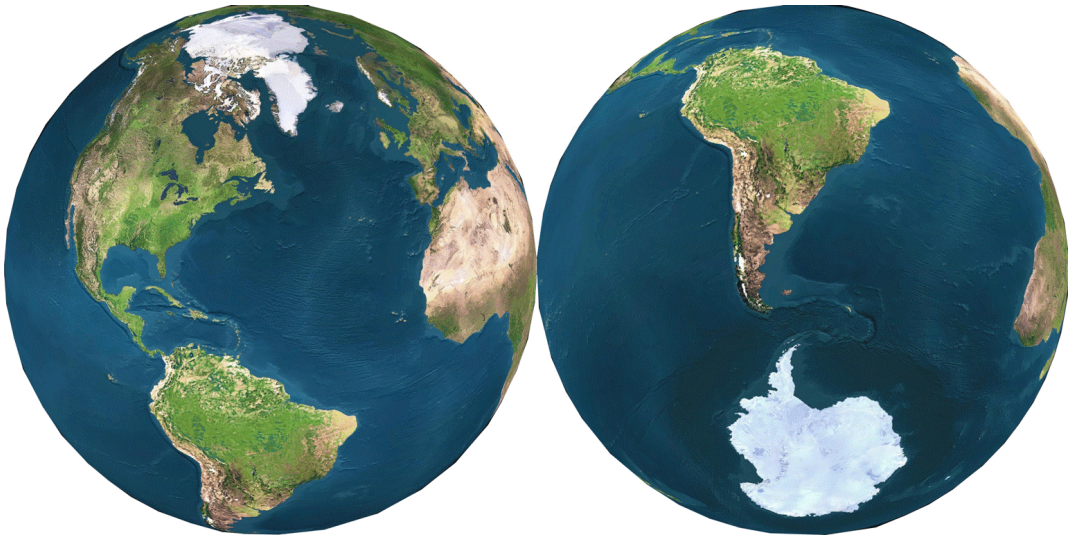

FIGURA 3 – Macro-perspectiva global do Continente Antártico. Fonte: Nupac (2008).

O conhecimento geológico da Antártica é limitado, devido ao manto de gelo que cobre a maior parte do continente. No entanto, sabe-se que a formação geológica da Antártica esteve ligada à dos continentes ou das porções continentais situadas no Hemisfério Sul do globo terrestre, com seus primeiros desdobramentos resultantes da formação da massa continental original e unificada, mais conhecida como Pangeia. Com o processo de deriva continental, a Antártica deslocou-se até a posição onde hoje se encontra, mas guardou vestígios de vida ancestral semelhante à encontrada em outros continentes.

Estudos afirmam que a Antártica Ocidental é um mosaico continental composto de quatro grandes blocos: Terra de Marie Byrd, Montanhas Ellsworth-Whitmore, Península Antártica e Ilha Thurston. A geologia da Península Antártica, região que compreende o local de interesse deste trabalho, resulta do desenvolvimento de um arco magmático sob influência de vários episódios de compressão e expansão tectônicas (Anderson, 1999). Ao longo da costa da Península Antártica, há inúmeras ilhas formando uma cadeia de montanhas escarpadas, que são separadas da costa da península por uma passagem profunda e interna que se estende desde a Baía Marguerite ao Estreito de Bransfield.

A Península Antártica difere do restante do continente por sofrer derretimento no verão. Este derretimento no verão produz muitas áreas isoladas sem neve, que são habitat para comunidades de plantas, microorganismos e invertebrados, e um terreno fértil para os mamíferos marinhos e aves. Entretanto, durante os últimos 50 anos, a Península Antártica experimentou dramático aquecimento, que tem sido o foco de pesquisas recentes. Desde que os registros começaram, há cerca de 50 anos, as temperaturas médias anuais na Península Antártica aumentaram rapidamente (Turner *et al.,* 2005*;* Vaughan *et al.,* 2001; 2003). Um aumento total na temperatura média anual do ar de cerca de 2,8°C faz desta região o local onde ocorre o mais rápido aquecimento no Hemisfério Sul - comparável a regiões de rápido aquecimento do Ártico.

Na costa oeste da Península Antártica, o aquecimento tem sido muito mais lento no verão e na primavera do que no inverno ou no outono, mas ainda assim o aquecimento do verão tem sido suficiente para aumentar em 74% o número de dias com temperatura acima de zero (Vaughan, 2006). Como conseqüência, o aumento do derretimento do gelo provocou impactos dramáticos sobre o ambiente da Península Antártica e sua ecologia.

As características oceanográficas da Península Antártica influenciam diretamente na vida dos organismos polares que ali vivem. Por isso, é essencial compreender os impactos do clima e das ações antrópicas sobre o Oceano Austral, e fazer dessa região parte integrante do monitoramento e previsão da resposta do Sistema Terra às mudanças globais.

O Oceano Antártico desempenha um papel fundamental na condução, modificação e regulação das mudanças climáticas globais, pois as alterações regionais do sistema oceano-gelo têm o potencial de modular a formação de águas densas, com implicações na absorção de CO_2 da atmosfera, bem como os fluxos de calor oceânico e de água doce. A capacidade de armazenamento de carbono pelo Oceano Austral vem sendo estudada por vários pesquisadores que relatam uma diminuição dessa capacidade nas últimas décadas e, consequentemente um aumento de CO_2 na atmosfera.

As águas frias e densas formadas nas regiões polares preenchem as bacias profundas dos oceanos mundiais e são de grande importância para a circulação termohalina

global. As trocas de calor que ocorrem entre o oceano e atmosfera determinam os fluxos, profundo e de fundo, de águas resfriadas para baixas latitudes e vice-versa. No hemisfério sul, a água densa que tem origem em várias áreas ao redor do continente Antártico espalha-se para o norte nos oceanos mundiais (Von Gyldenfeldt *et al.*, 2002).

A importância do Oceano Austral no sistema Terra é em parte devida à sua configuração única, pois é o único oceano que circunda o globo sem ser bloqueado por terra. Como conseqüência, é o local onde surge a maior corrente oceânica do mundo: a Corrente Circumpolar Antártica (CCA), que é impulsionada pelos fortes ventos do oeste ao longo do Oceano Antártico. Esta corrente transporta 150 vezes mais água em torno da Antártica do que o fluxo de todos os rios do mundo combinados (Reid *et al.*, 2009). O Oceano Antártico controla o clima de várias maneiras. O fluxo da CCA de leste a oeste ao redor da Antártida liga o Pacífico, Índico e as bacias do Oceano Atlântico. A circulação oceânica global resultante redistribui o calor, o sal, água doce e outras propriedades climaticamente e ecologicamente importantes. Isso tudo tem um impacto global nos padrões de temperatura, chuvas e funcionamento dos ecossistemas.

A ressurgência que ocorre nesta região traz o carbono e águas ricas em nutrientes para a superfície, atuando como um fonte de CO_2 para a atmosfera e promovendo a produção biológica. As águas frias que se formam na Antártica aumentam a densidade da água, que viaja até ao Atlântico Norte e Pacífico Norte debaixo de outras massas de água. Esta água fria também absorve gases atmosféricos, incluindo oxigênio e de dióxido de carbono, o que permite ventilar o leito do oceano global e agir como uma medida temporária de sumidouro de CO_2 atmosférico natural e produzido pelo homem (Reid *et al.*, 2009).

Devido à ressurgência dos nutrientes, o Oceano Austral é bastante produtivo biologicamente, uma região chave para a bomba biológica que desempenha um papel importante na sedimentação de matéria orgânica no fundo do oceano.

3.2. Condições climáticas atuais, o cenário glacial e a distribuição do gelo marinho

As condições climáticas mais suaves de todo o Continente Antártico são observadas na Península Antártica. Ela atua como uma barreira topográfica entre as condições pseudocontinentais do seu lado Oriental, o Mar de Weddell e as condições marítmas do seu lado Ocidental (Setor Pacífico).

O clima marítmo é caracterizado por alta umidade e temperaturas médias anuais de verão e de inverno de -4ºC e -10ºC, respectivamente. As médias anuais de precipitação sólida e líquida são de 1.000 mm na área do Estreito de Bransfield (Fabrés *et al.*, 2002). Nas Ilhas Shetland do Sul, a linha de neve no final do verão estava próxima dos 150 m de altitude em 1993 (Fabrés *et al.*, 2002) e atualmente se encontra entre 200 m e 250 m, ocasionando um maior aporte de água de degelo para o oceano no período de verão. As mesmas condições climáticas controlam a distribuição, o tipo e o regime glacial das geleiras que fluem para o Estreito de Bransfield.

As geleiras das Ilhas Shetland do Sul e da Península Trinity fazem parte do fino campo de gelo que se estende de maneira descontínua para a costa, na forma de *piemont* (leques) e vales glaciais. O cenário resultante para as Ilhas Shetland do Sul é de que menos da metade da linha de costa tem a presença de geleiras de maré, as quais estão aterradas em média, entre 80 e 120 m de profundidade. A outra metade é preenchida por rocha nua e por largas praias de cascalho, sendo que algumas delas possuem geleiras de vales nas suas porções finais. Tais geleiras apresentam, freqüentemente, correntes de turbidez durante o período de verão (Yoon *et al.*, 1997; 1998; Fabrés *et al.*, 2002).

O Estreito de Bransfield normalmente está livre de gelo entre os meses de Dezembro e Abril. Durante o período de Maio a Junho o gelo marinho começa a se formar, primeiramente ao longo da Península Antártica. Normalmente no mês de Julho o gelo marinho já cobriu todo o Estreito de Bransfield, que permanece desta forma por cerca de quatro meses e em meados de Outubro, este começa a derreter novamente. Comparado às outras áreas do Oceano Austral, o avanço de gelo marinho no Estreito de Bransfield é relativamente rápido (poucas semanas), enquanto a retração é gradual (vários meses) (Fabrés *et al.*, 2002).

3.3. Descrição da área de estudo

A expressão geomorfológica submarina do Estreito de Bransfield é bacia extensional, vulcânica e sismicamente ativa de Bransfield (Fabrés *et al.,* 2002). O Estreito de Bransfield (EB) é delimitado ao norte pelas Ilhas Shetland do Sul, estendendo-se da Ilha South a oeste (62°30'W) até a Ilha Clarence a leste (55°W); ao sul pela Península Trinity; a oeste pelas Ilhas Smith, Low e Hoseanson; e a leste pelo mar de Weddell (Ikeda *et al.,* 1986). Pelo leste as águas do EB têm livre comunicação com o mar de Weddel, todavia, para o oeste, as trocas de água entre o EB e o mar de Bellingshausen (BS) são condicionadas pelas características geomorfológicas de fundo, mais raso que na porção oriental, e pelo arquipélago Palmer. É uma região vulnerável às mudanças climáticas globais em virtude da sua posição geográfica e por encontrar-se no limite da cobertura de gelo marinho sazonal. A área de interesse deste projeto localizou-se ao Norte do Estreito de Bransfield, entre as latitudes de 63˚S - 60˚S e longitudes de 54˚W- 60˚W (**Fig.4**).

O EB é uma bacia marginal, estreita e alongada com orientação ENE-WSW. Vários edifícios vulcânicos submarinos estão situados ao longo e em paralelo ao maior eixo de fratura (Dählmann *et al.,* 2001). Estima-se que a abertura da bacia de Bransfield iniciou-se entre 4 e 1,3 milhões de anos atrás (Imbo *et al.,* 2003; Somoza *et al.,* 2004). O EB possui vulcanismo ativo na sua fratura de arco invertido evidenciado pela Ilha Deception. Vulcanismo recente (< 3.000 anos) também pode ser observado na Ilha Pingüim e vulcanismo submerso ocorre ao longo da fratura (Wilson *et al.,* 1999). Concentrações aumentadas de ^{3}H nas águas da bacia Oriental e no leste da bacia Central sugerem que esta região possui atividade hidrotermal, possuindo sedimentos que mostram alterações hidrotermais (Wilson *et al.,* 1999). O fundo da bacia é dividido em depressões losangulares separadas por elevações vulcânicas (Grácia *et al.,* 1996). Os sedimentos acumulados em áreas profundas das sub-bacias são formados por depósitos de lama rica em sílica opalina e lama arenosa, com quantidades variáveis de cinzas vulcânicas (Yoon *et al.,* 1994). Medidas realizadas com rede geodésica altamente precisa, o "Geodetic Antartic Project (GAP)", revelaram que atualmente a abertura do EB ocorre na taxa de 11 ± 3 mm/ano (Dietrich *et al.,* 1998; Bohrmann *et al.,* 1999).

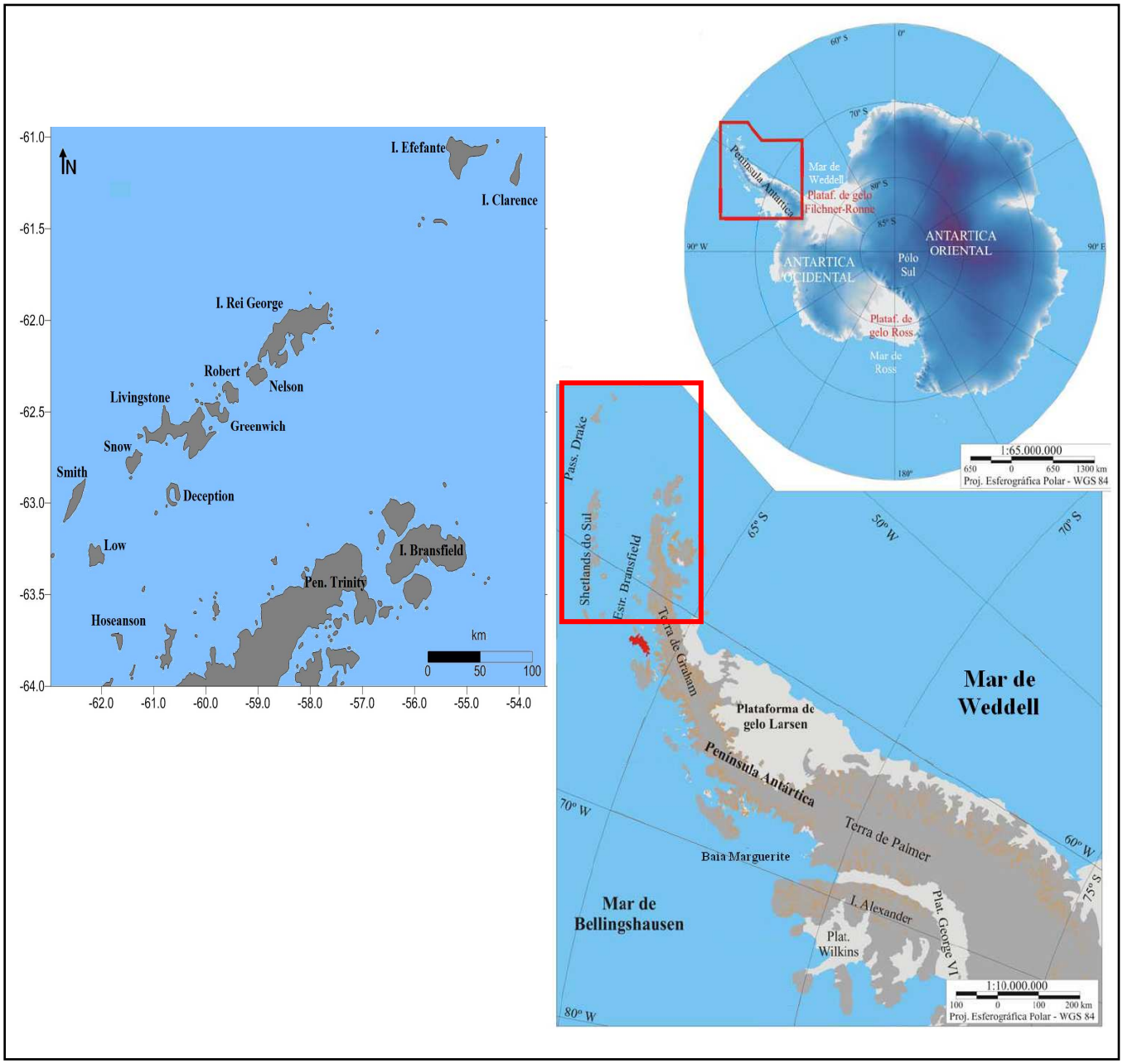

FIGURA 4 - Localização geográfica da área de estudo. Modificado de Ahlert (2005).

O Estreito de Bransfield é uma das áreas mais densamente estudadas na Antártica, tanto em decorrência da sua acessibilidade, quanto das condições favoráveis da cobertura de gelo marinho e a existência de inúmeras fontes logísticas, em especial no arquipélago das Shetland do Sul (García *et al.*, 2002).

3.3.1. O Estreito de Bransfield

O Estreito de Bransfield é um corpo de água semi-fechado, com aproximadamente 50.000 km^2 de extensão. Uma cadeia linear de vulcões e montes submersos ocorrem no extremo norte do Estreito de Bransfield. A cadeia inclui a Ilha Deception, Ilha Bridgeman e Ilha Pinguim, as quais tiveram atividades vulcânicas (Anderson, 1999).

Do ponto de vista geomorfológico, este estreito pode ser considerado como uma corrente de três sub-bacias, cada uma conectada com a próxima através de uma plataforma com profundidade limite inferior a 1.000 m (López *et al.*, 1999; García *et al.*, 2002). Assim, o Estreito de Bransfield é dividido em três sub-bacias com diferentes graus de evolução representados pela sua fisiografia.

A bacia Ocidental é a mais rasa e é limitada por plataformas de 20 a 50 km de largura. A bacia Central tem margem continental mais ampla (~100 km) e do lado da Península Antártica possui uma plataforma de 50 km de largura e um sinuoso talude, enquanto na margem das Ilhas Shetland do Sul tem uma plataforma estreita (< 20 km) e um talude íngreme (Prieto *et al.*, 1997). A bacia Oriental é a mais profunda (2.750 m) e possui margens mais amplas (50 a 125 km) com plataformas de 40 a 80 km de largura e taludes bastante sinuosos de ambos os lados.

A bacia Ocidental é conectada ao mar de Bellingshausen através do Estreito de Guerlache e de outras passagens entre as Ilhas Shetland do Sul mais a oeste, enquanto a bacia Oriental é aberta para os mares de Weddell e Scotia do Sul (López *et al.*, 1999; García *et al.*, 2002). A conexão com a passagem de Drake se dá principalmente pelo Estreito de Boyd (García *et al.*, 2002), enquanto que a conexão com a bacia de Powell (Mar de Weddell) se dá por um canal de 800 m de profundidade (Von Gyldenfeldt *et al.*, 2002).

A bacia Oriental apresenta o acesso mais profundo para águas externas, com um platô mais profundo do que 500 m, próximo à Ilha Clarence e a noroeste da extremidade da Península Antártica. Em contraste, não há passagens mais profundas do que 500 m nas bacias Central e Ocidental. Uma passagem de 400 m ocorre no Sudoeste

entre as Ilhas Smith e Snow, e uma de 500 m entre a Ilha Rei George e a Ilha Elefante no Nordeste.

Em termos gerais, a profundidade da bacia de Bransfield aumenta gradativamente de SW para NE até ultrapassar os 2.000 m (López *et al.*, 1999; García *et al.*, 2002). As sub-bacias afundam para Nordeste, tendo uma profundidade axial máxima de 1.100 m próxima à Ilha Low na bacia Ocidental e de 2.700 m na bacia Oriental ao Sul da Ilha Elefante (Wilson *et al.*, 1999).

3.3.2. Características oceanográficas do Estreito de Bransfield

As águas profundas e de fundo das bacias do EB são mais frias e menos salgadas, mais oxigenadas e pobres em nutrientes do que as águas profundas exteriores e adjacentes ao estreito (Gordon & Nowlin Jr., 1978). As características das águas profundas e de fundo de cada bacia são diferentes, o que indica que os processos de convecção variam espacial e temporalmente no EB.

As águas profundas e de fundo de cada bacia apresentam diferentes distribuições verticais de temperatura potencial, salinidade e concentração de oxigênio dissolvido. Na bacia central, as águas encontradas abaixo da feição topográfica que a separa das outras bacias são 0,5ºC mais frias que as da bacia Oriental, mais oxigenadas (83% de saturação, contra 78% na bacia Oriental) e com menor concentração de nutrientes do que as outras duas bacias. Na bacia Ocidental são encontrados fortes gradientes de temperatura, salinidade e oxigênio dissolvido, em contraste com a condição de maior homogeneidade das outras duas bacias (Gordon & Nowlin Jr, 1978; Duarte, 2006).

.

Pelas características apresentadas pelas águas de superfície no verão, conclui-se que a convecção que gera as águas de fundo das bacias é realizada pelas águas superficiais de inverno. É provável que as águas de plataforma sejam formadas no ponto de congelamento com salinidade próxima a 34,62. Este processo deve ser semelhante nos dois lados da Península Antártica, ou seja, no Mar de Weddell e no EB (Gordon & Nowlin Jr., 1978).

Do ponto de vista hidrográfico, regiões como o EB são áreas onde diferentes massas de água se encontram. Isso resulta na formação de regiões frontais de pequena e média escala, as quais podem exibir considerável variabilidade espacial e temporal. Sabe-se, também, que fluxos costeiros são influenciados pela quantidade de água de degelo, proveniente das plataformas de gelo e geleiras, que é introduzida a cada ano. Os efeitos das mudanças climáticas podem, potencialmente, afetar a estabilidade da coluna d'água, alterando assim, a intensidade da mistura vertical nas regiões costeiras. As mudanças no campo de atuação do vento, também devem alterar a intensidade da circulação superficial sazonal (Klinck, 1991; Duarte, 2006).

O estudo das massas de água e dos campos de fluxo no EB é de grande interesse para a oceanografia, devido à complexidade dos fluxos, diferentes fontes de água e principalmente da alta produtividade em todos os níveis tróficos. As zonas rasas e as baías do sudoeste do EB são regiões de desenvolvimento de grande número de espécies, em especial o krill Antártico (Zhou *et al.*, 2002).

CAPÍTULO 4 – PARTE EXPERIMENTAL

4.1. Amostragem

A área de interesse deste projeto localizou-se ao Norte do Estreito de Bransfield, entre as latitudes de 63˚S - 60˚30'S e longitudes de 54˚W- 60˚30'W. As coordenadas geográficas das estações amostradas são apresentadas na **Tab. 1**.

As operações de apoio logístico foram coordenadas pela Marinha do Brasil, mais precisamente pela Secretaria da Comissão Interministerial para Recursos do Mar (SECIRM). A campanha de amostragem foi realizada de 22/11 a 23/12 de 2007, durante a 2ª fase da Operação Antártica XXVI, a bordo do Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel da Marinha do Brasil (**Fig.5**). Foram coletadas amostras em 10 estações oceanográficas (**Fig.6**) com uma estação no interior da Baia do Almirantado na Ilha Rei George.

FIGURA 5 - Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel (H44) da Marinha do Brasil.

TABELA 1 - Coordenadas geográficas das estações de amostragem na operação PROANTAR XXVI (Dezembro/2007), no Projeto RADIOANTAR.

Estação	Latitude (ºS)	Longitude (ºW)
1	60°46'	54°00'
2	61°50'	54°79'
3	62°00'	56°30'
4	62°66'	59°34'
5	62°91'	59°40'
6	63°06'	60°23'
7	63°62'	61°66'
8	62°81'	57°77'
9	62°54'	58°12'
10	62°50'	58°37'

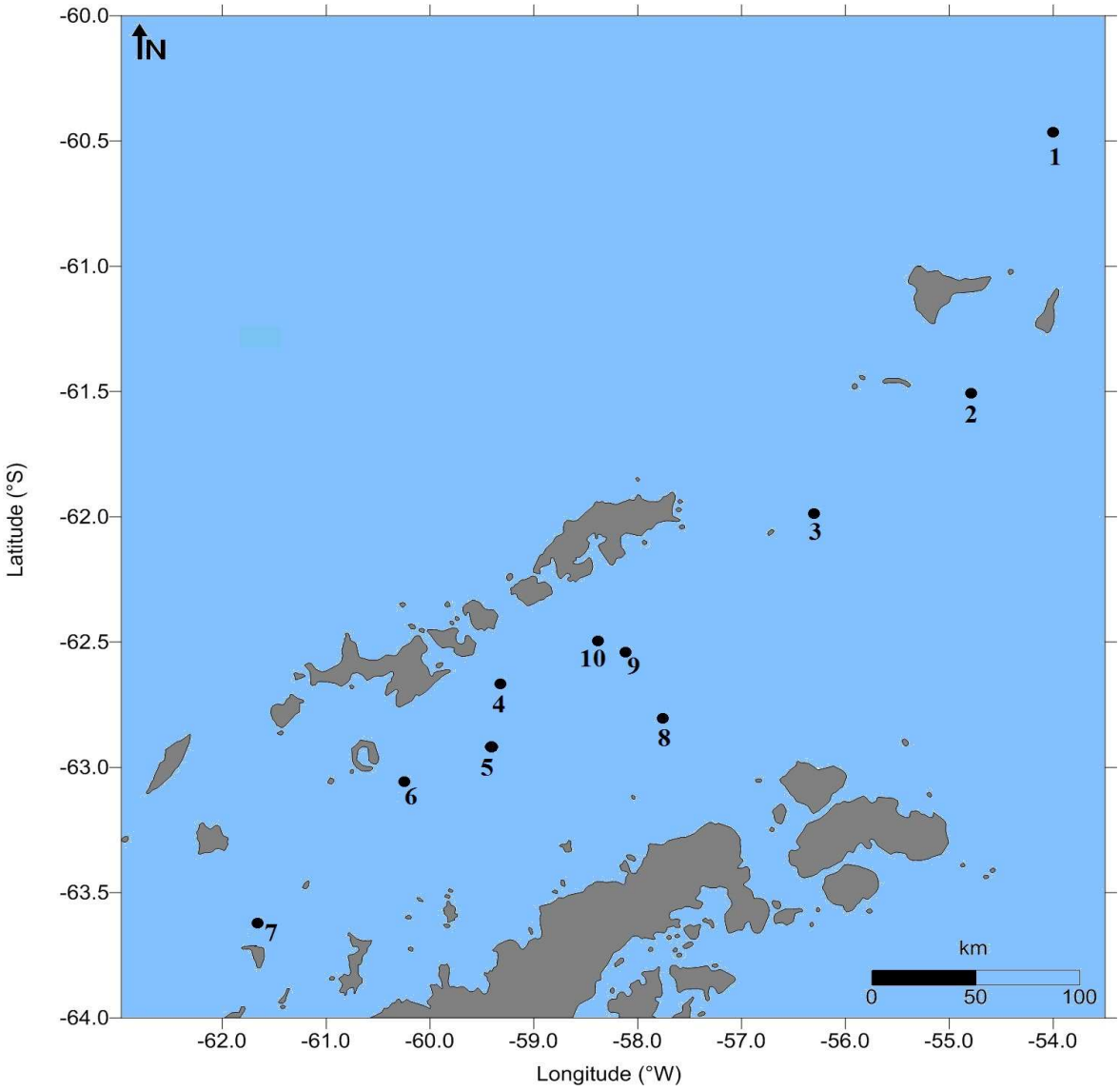

FIGURA 6 - Localização das estações amostradas ao longo do Estreito de Bransfield.

Nas 10 estações oceanográficas monitoradas no Estreito de Bransfield, a coleta de amostras foi feita em vários níveis de profundidade a fim de se estabelecer os respectivos perfis verticais ao longo da coluna d'água. As amostras foram obtidas com o uso de Rosette (**Fig.7 e 8**) acoplada a sistema perfilador oceanográfico CTD (condutividade, temperatura, profundidade), obtendo-se o registro de temperatura e salinidade em modo contínuo. Os registros batitermográficos foram coletados pela Marinha do Brasil com o auxílio de um medidor de perfil XBT.

Em cada perfil vertical estabelecido, foram coletadas amostras discriminadas de água para análise de oxigênio dissolvido, salinidade, nitrito, nitrato, fosfato, silicato, material em suspensão, matéria orgânica em suspensão, clorofila-a e ^{234}Th. Durante o trabalho de campo, foram analisadas a bordo, cerca de 100 amostras de oxigênio dissolvido, a filtração de mais de 600 litros de água para determinação de nutrientes, clorofila-a, material em suspensão e cerca de 2.000 L para os isótopos de Ra. Foram realizadas a extração e a leitura espectrofotométrica da clorofila-a, como também a precipitação do ^{234}Th e as contagens de ^{223}Ra e ^{224}Ra, isótopos com meias-vidas relativamente curtas.

FIGURA 7 - Coleta de amostras de água para análises químicas com uso de Rosette. (Foto E. S. Braga).

FIGURA 8 – Garrafas em policarbonato utilizadas na coleta das amostras de água estudadas no Estreito de Bransfield.

Em laboratório a bordo foram realizadas parte dos ensaios e tratamento das amostras para que os dados fossem validados, como no caso das determinações de ^{223}Ra e ^{224}Ra, que possuem meias-vidas curtas e decaem em poucos dias, e do oxigênio que deve ser analisado num prazo de até 8 h após a coleta. Também foi realizada a bordo a filtração de 9 litros de água em membrana Whatman GF/F 0,45 μm, para posterior determinação dos demais parâmetros estudados. Após o pré-tratamento as alíquotas destinadas a cada ensaio foram congeladas (-20°C) e mantidas em câmara fria até o retorno do Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel ao Brasil, e envio das mesmas ao LABNUT e ao IPEN.

4.2. Determinação de ^{234}Th total em amostras de água do mar

Até recentemente, haviam duas dificuldades relacionadas à aplicação de ^{234}Th como traçador do carbono orgânico exportado. Uma delas, era a necessidade de se amostrar grandes volumes de água; a segunda envolvia o uso de técnicas analíticas trabalhosas, compreendendo várias etapas de purificação química. Com o objetivo de tornar viável a aplicação desta técnica isotópica, um novo método foi desenvolvido para a medida de ^{234}Th em água do mar utilizando-se pequenos volumes, menor processamento e

a medida direta de ^{234}Th em um detector proporcional de fluxo gasoso (Benitez-Nelson *et al*., 2001).

4.2.1. Extração de ^{234}Th total em amostras de água do mar (2-L)

A nova metodologia proposta consistiu em uma modificação do método desenvolvido originalmente por Rutgers Van der Loeff & Moore (1999) para a medida de ^{234}Th em água do mar. A técnica envolve a formação de um precipitado de dióxido manganês (MnO_2), que arrasta preferencialmente por co-precipitação o ^{234}Th e quantidades insignificantes de ^{238}U. O precipitado foi filtrado cerca de 8-16 horas após o início da precipitação e as medidas do ^{234}Th foram realizadas pela detecção de seu produto de decaimento emissor beta de alta energia, o ^{234m}Pa (Benitez-Nelson *et al*., 2001). Passadas seis meias-vidas do ^{234}Th (cerca de 144 dias), o precipitado foi medido novamente, para determinação da radiação de fundo da geometria utilizada na contagem. Esta metodologia envolveu a determinação de ^{229}Th por ICP-MS, para estimativa do rendimento químico do processo.

Para a realização dos ensaios, foram coletados dois litros de amostra de água do mar sem filtrar, à qual foram adicionados os reagentes permanganato de potássio e cloreto de manganês, ($KMnO_4$ e $MnCl_2$) para formar o precipitado de MnO_2. O precipitado foi reservado de 8 a 16 horas e então filtrado sobre um filtro de fibra de vidro ou de fibra de quartzo, com tamanho do poro de 1,2 μm e 47 mm de diâmetro (**Fig. 9**). Os filtros de quartzo têm menor radiação de fundo beta que a média dos filtros tradicionais. Esta metodologia pode ser facilmente aplicada em amostras marinhas com uma exatidão e precisão de ≤ 5% (Benitez-Nelson *et al*., 2001).

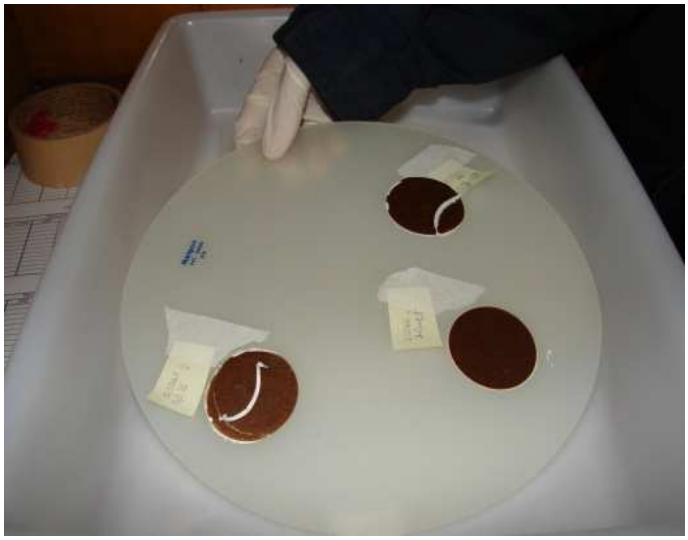

FIGURA 9 – Precipitados de MnO_2, após a filtração para análise do ^{234}Th pela contagem beta total.

4.2.2. Determinação de ^{234}Th pela contagem beta total em detector proporcional de fluxo gasoso de baixa radiação de fundo

O método de contagem beta total é vantajoso pois apresenta como características principais uma baixa radiação de fundo e conseqüentemente, um limite inferior de detecção também muito baixo. O detector utilizado na medida das atividades beta total é do tipo proporcional de fluxo gasoso com baixa radiação de fundo (**Fig. 10**). As partículas beta interagem com o meio gasoso por fenômenos como a excitação e/ou a ionização das moléculas de gás (mistura argônio-metano), ao qual é aplicada alta tensão ocasionando a formação de íons responsáveis pela produção de um sinal elétrico a ser desenvolvido na saída do detector. Assim, como a detecção baseia-se na multiplicação dos pares de íons formados pela passagem de radiação através do gás e esta multiplicação é constante para uma mesma condição de operação, a proporcionalidade entre a energia da radiação cedida ao meio de detecção e a amplitude do pulso resultante é mantida (Oliveira, 1993).

FIGURA 10 - Detector proporcional de fluxo gasoso de baixa radiação de fundo, modelo Berthold LB 770.

Ao contrário de espectroscopia gama, a contagem beta tem uma eficiência de contagem excelente para o ^{234}Th. No entanto, ela apresenta dois grandes inconvenientes: a) a medida indiscriminada de todas as partículas beta emitidas a partir da amostra; b) possível ocorrência de auto-absorção induzida (Rutgers Van der Loeff *et al*., 2006). Entretanto, quando a contagem beta do precipitado é realizada em amostras tratadas previamente por cromatografia de troca iônica ou outras técnicas de purificação, quase toda a atividade beta na amostra é proveniente do decaimento do ^{234}Th.

No caso da metodologia empregada neste estudo, como a contagem beta não foi feita a partir de um precipitado purificado, a possível contribuição de outros emissores beta deve ser considerada. Embora o MnO_2 co-precipite uma quantidade desprezível de urânio, traços de outros radionuclídeos emissores de partículas beta podem ser arrastados, por exemplo, Pa, Ra, Bi, Pb, Y e Ac. No entanto, quando se trata de amostras oceânicas, o ^{234}Th é o principal emissor beta que é significativamente adsorvido pelo MnO_2. A pequena contribuição dos outros radionuclídeos geralmente pode ser negligenciada ou estimada a partir de repetidas contagens beta total da amostra. Já em água doce, costeira e sistemas de águas subterrâneas, no entanto, a situação pode ser muito mais complicada e os outros radionuclídeos beta-emissores, a priori, não podem ser negligenciados (Rutgers Van der Loeff *et al*., 2006).

4.2.3. Estimativa das concentrações de ^{238}U em amostras de água do mar a partir da salinidade

Independentemente do modelo utilizado, a estimativa dos fluxos de exportação do ^{234}Th exige o conhecimento de atividades de ^{238}U (Savoye *et al.*, 2006). O ciclo do urânio no oceano está em estado estacionário, com um tempo de residência de 400 mil anos, substancialmente maior do que o tempo médio de mistura oceânica (Ku *et al.*, 1977;. Dunk *et al.*, 2002). Sob condições oxidantes, o urânio dissolvido na água do mar ocorre predominantemente como o íon estável de carbonato de uranila $UO_2(CO_3)_3^{-4}$ (Ku *et al.*, 1977). Como o ^{238}U é conservativo na água do mar, sua atividade varia muito pouco com a profundidade e é proporcional a salinidade de acordo com a seguinte relação (Chen *et al.*, 1986):

$$^{238}U\ (dpm\ l^{-1}) = 0{,}069 \times salinidade \qquad (1)$$

4.2.4. Aplicação do desequilíbrio $^{234}Th/\ ^{238}U$ como um indicador do fluxo líquido de material particulado da superfície do oceano e suas implicações para o carbono orgânico exportado

O ^{234}Th (24,1 dias) é um emissor de partículas beta, produto de decaimento radioativo do ^{238}U. O ^{238}U encontra-se naturalmente dissolvido na água do mar, complexado com espécies de carbonato, bicarbonato e fosfatos. Devido seu comportamento conservativo na água do mar, as concentrações de atividade de ^{238}U podem ser inferidas diretamente em função da salinidade. O ^{234}Th apresenta afinidade com o material particulado, sendo arrastado facilmente por adsorção pelo carbono orgânico. A **Fig. 11** apresenta resumidamente os principais mecanismos de retirada do ^{234}Th na coluna de água do mar.

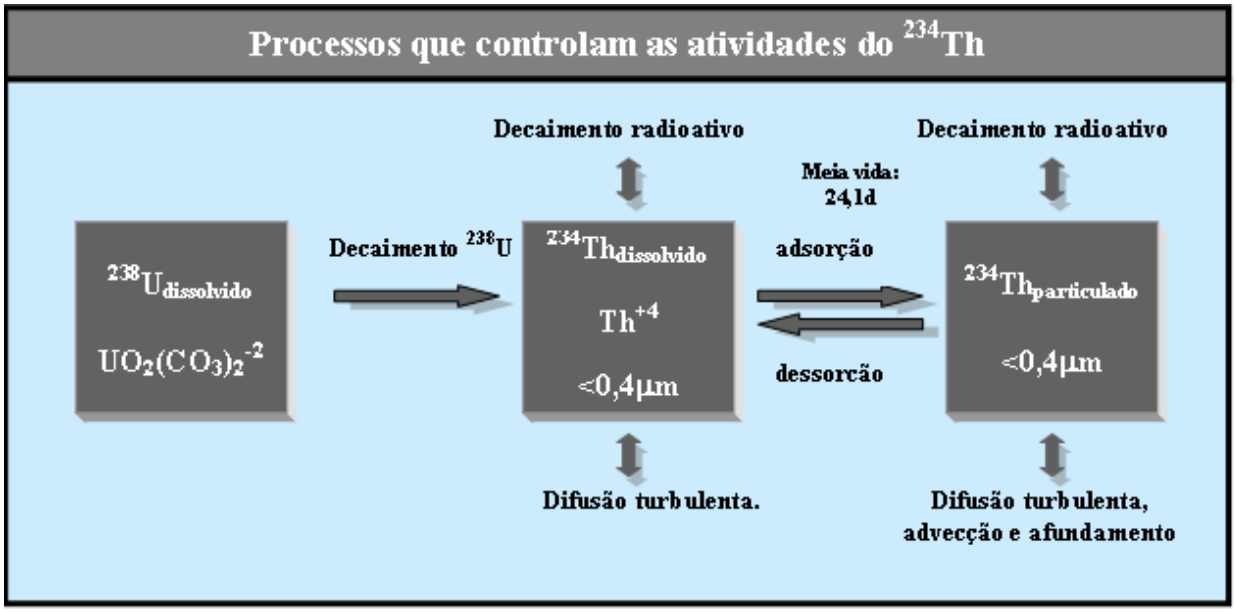

FIGURA 11 - Processos que controlam a presença de ^{234}Th na água do mar.

A atividade biológica das águas superficiais controla o ciclo do material particulado no oceano. Devido às suas características específicas, o ^{234}Th, mas não o ^{238}U, adere fortemente ao material particulado. Esta remoção do ^{234}Th pelo material particulado que afunda ao longo de uma coluna d'água leva a um desequilíbrio radioativo entre o ^{234}Th: ^{238}U nas águas superficiais (a atividade de ^{234}Th exportada no material particulado é elevada em comparação com a sua produção por decaimento radioativo do ^{238}U). Conseqüentemente, o desequilíbrio ^{234}Th: ^{238}U é uma ferramenta poderosa para o estudo do fluxo de carbono que se afunda no oceano via material particulado (Buesseler *et al.*, 2003).

Deste modo, um perfil vertical das atividades de ^{234}Th no oceano apresenta concentrações consideravelmente baixas na superfície, originando o desequilíbrio radioativo. A concentração de ^{234}Th aumenta em função da profundidade, como resultado do aumento do seu arraste pelo material particulado. Já para o ^{238}U, considerando-se que é um elemento conservativo na água do mar, a variação da sua concentração ao longo da coluna d'água é desprezível. O equilíbrio radioativo entre o ^{238}U e o ^{234}Th geralmente se estabelece no intervalo de profundidade de 50 a 200 m.

O fluxo de ^{234}Th exportado da superfície do oceano no material particulado que afunda ao longo da coluna d'água pode ser calculado a partir da expressão:

$$\frac{\partial\ ^{234}\mathrm{Th}}{\partial t} = \left(^{238}\mathrm{U} \cdot \lambda\right) - \left(^{234}\mathrm{Th} \cdot \lambda\right) - \mathrm{P} \qquad (2)$$

Onde:

d^{234}Th/ dt é a variação da concentração de ^{234}Th em função do tempo;

^{238}U e ^{234}Th são as atividades totais integradas de urânio e tório;

λ é a constante de decaimento do ^{234}Th (0,0288 dias^{-1});

P é o fluxo líquido de ^{234}Th removido pelo material particulado.

Assumindo-se que no estado estacionário d^{234}Th/ dt = 0, o termo P pode ser determinado. O fluxo líquido P reflete a soma de todos os processos de formação, troca, remineralização do material biótico e abiótico exportado da superfície do oceano no material particulado que afunda ao longo da coluna d'água. Para se estimar os respectivos fluxos de POC: PON, o fluxo P deve ser multiplicado pela razão de POC: PON em relação ao ^{234}Th no material particulado coletado (Buesseler *et al.*, 2003; Savoye *et al.*, 2006; Rutgers Van der Loeff *et al*., 2006).

4.3. Preparação das fibras de acrílico impregnadas com dióxido de manganês para análise do ^{223}Ra e ^{224}Ra

No laboratório de radioquímica, pequenas porções de fibras de acrílico limpas (cerca de 100 a 200 g) (**Fig. 12**) foram mergulhadas em um béquer de 5 L contendo uma solução 0,5 mol/ L de permanganato de potássio, mantida à temperatura controlada de 80 °C, por cerca de 10 minutos. O $KMnO_4$ oxida sítios específicos da molécula de acrílico, depositando-se nestes locais na sua forma reduzida, como MnO_2. A seguir, as fibras foram lavadas várias vezes com água purificada Milli-Q, para eliminação dos excessos de $KMnO_4$ e MnO_2, e deixadas em uma grade para redução do excesso de água e secagem por uma noite (**Fig. 13**). Após a secagem, as fibras de acrílico-MnO_2 foram armazenadas em sacos plásticos e convenientemente guardadas até o instante da análise.

As fibras de acrílico produzidas apresentam partículas sub-micrométricas de MnO_2 ligadas quimicamente. O MnO_2 está presente na proporção de 8 a 10 % em massa nessas fibras tratadas quimicamente com $KMnO_4$ (Rutgers Van der Loeff & Moore, 1999).

FIGURA 12 – Fibra acrílica bruta.

FIGURA 13 – Fibra acrílica impregnada com MnO_2.

Os isótopos de Ra foram extraídos de cerca de 200 L das amostras de água do mar, pela sua pré-concentração nas fibras de acrílico impregnadas com dióxido de manganês. As colunas de fibras de acrílico-MnO_2 apresentam uma eficiência de extração

relativamente alta para a remoção de Th, Pa, Ra e Ac, atingindo-se valores próximos a 100%, se o volume percolado for elevado.

FIGURA 14 – Percolação de 200L de água do mar para análise do ^{223}Ra e ^{224}Ra.

4.3.1. Determinação das concentrações de ^{223}Ra e de ^{224}Ra em amostras de água do mar

A determinação dos isótopos ^{223}Ra e ^{224}Ra foi realizada a bordo do Nap/Oc. Ary Rongel, utilizando-se um sistema de coincidências atrasadas (**Fig. 15**). O sistema desenvolvido por Rama & Moore (1996) baseia-se na medida alfa dos isótopos de radônio, ^{219}Rn e ^{220}Rn, e seus produtos de decaimento, que são arrastados para células de cintilação alfa com 1.100 cm^3 de volume, após a passagem de uma corrente de He gasoso (grau analítico) por colunas contendo fibras de acrílico-MnO_2, nas quais os isótopos de rádio foram inicialmente adsorvidos. As células de cintilação são feitas de frascos cilíndricos constituídos de um material denominado Plexiglass®, no interior dos quais foi depositado sulfeto de zinco ativado com prata, ZnS (Ag). Estas células possuem na sua base uma janela de Plexiglass®, transparente aos fótons produzidos pela interação das partículas alfa provenientes do decaimento dos isótopos de Rn com o material cintilador. Esta janela encontra-se opticamente acoplada a um tubo fotomultiplicador, empregado na detecção dos fótons. As células de cintilação alfa são pintadas externamente, para refletir a luz e vedadas

com fita adesiva preta. Dois tubos, um de entrada e um de saída de ar são posicionados no topo das células, e são conectados a um sistema de circulação de ar constituído por uma bomba de vácuo com diafragma (Cole Parmer®) e um medidor de fluxo. As bombas mantêm o fluxo de He(g) circulando no interior das células na vazão de 5 a 7 L min^{-1}. Quase todos os eventos de decaimento do ^{219}Rn ocorrem instantaneamente no interior da célula de cintilação, nos primeiros instantes da ventilação. As concentrações de ^{220}Rn atingem o equilíbrio no interior das células após cerca de 5 minutos de ventilação.

FIGURA 15 - Sistema de coincidências atrasadas RaDECC SYS para detecção dos isótopos de Ra de meias-vidas curtas.

Os sinais recolhidos no tubo fotomultiplicador são dirigidos a um sistema de coincidências atrasadas (**Fig. 16**), que utiliza as diferenças nas constantes de decaimento dos isótopos de polônio filhos do ^{219}Rn e do ^{220}Rn. Qualquer partícula alfa detectada no interior das células produz um sinal que é encaminhado para um registrador das contagens totais, e para dois circuitos distintos que acumulam as contagens do ^{219}Rn e do ^{220}Rn. No circuito de contagem do ^{219}Rn, os sinais são atrasados 10 μs para permitir que o sistema estabilize. O primeiro sinal gerado a partir deste momento aciona uma porta que permanece aberta durante 5,6 ms, cerca de 3 vezes o tempo de meia-vida do ^{215}Po. Qualquer contagem detectada neste intervalo de tempo é registrada no canal do ^{219}Rn, devido ao decaimento do ^{215}Po. Todos os sinais são registrados também no canal do ^{220}Rn. Neste canal um atraso de 10 ms é fixado, para permitir que nenhum sinal produzido pelo

^{215}Po (produto de decaimento do ^{219}Rn) seja registrado. O circuito do ^{220}Rn permanece com a sua porta aberta por 600 ms, 4 meias-vidas do ^{216}Po.

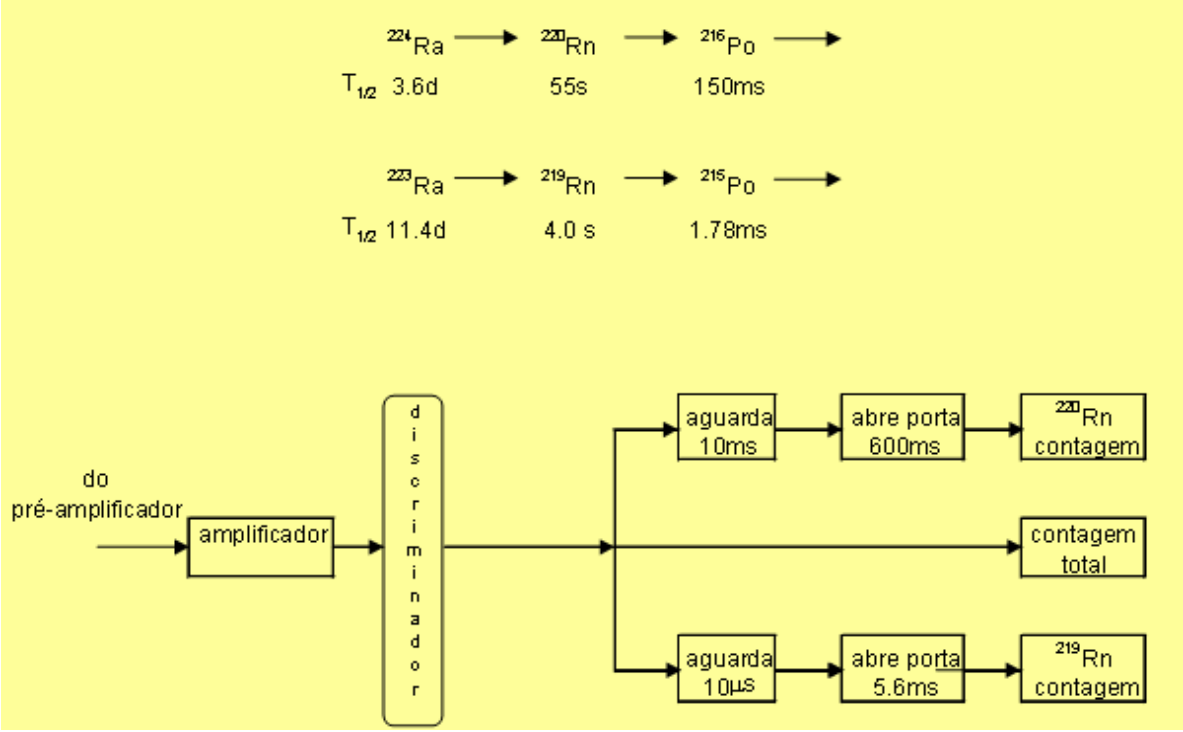

FIGURA 16 - Diagrama apresentando o mecanismo de medida dos isótopos ^{223}Ra e ^{224}Ra no sistema de coincidências atrasadas, RADeCC Sys.

O atraso estabelecido no canal do ^{220}Rn previne com eficácia o registro de sinais provenientes do decaimento ^{219}Rn-^{215}Po. Entretanto, alguns sinais do decaimento ^{220}Rn-^{216}Po podem ser detectados no canal do ^{219}Rn, pois o tempo de 5,6 ms é suficiente para permitir que 2,5 % dos eventos de decaimento do par ^{220}Rn-^{216}Po sejam detectados. Isto é continuamente corrigido pelo sistema, com as contagens de coincidência.

Logo após a percolação total das amostras de água nas colunas contendo fibras de acrílico-MnO_2, as colunas impregnadas com Ra foram lavadas com água deionizada para remover o excesso de sal e seqüencialmente, a umidade das mesmas foi reduzida para cerca de 20%, com o auxílio de um jato de ar comprimido.

Depois da secagem, as colunas contendo as fibras de acrílico-MnO_2 foram conectadas ao sistema de coincidências atrasadas para a realização das medidas. Antes do início do registro das contagens, uma corrente de 6 L min^{-1} de He de alta pureza foi

passada através do sistema, arrastando os isótopos de radônio das colunas para as células de cintilação alfa. Cada amostra foi medida no sistema de coincidências atrasadas até que se obtivesse um total de 150 contagens para o ^{219}Rn e 300 contagens para o ^{220}Rn.

Após as medidas iniciais de ^{223}Ra e de ^{224}Ra, as amostras foram guardadas de 2 a 6 semanas para permitir o crescimento do ^{224}Ra em equilíbrio com o ^{228}Th, que também foi adsorvido nas fibras de acrílico-MnO_2 na ocasião da amostragem. Assim, as amostras foram medidas mais uma vez, para que se pudesse determinar a atividade de ^{224}Ra suportada pelo ^{228}Th (segunda medida) e finalmente descontá-la da atividade de ^{224}Ra em excesso (primeira medida).

As eficiências de contagem deste método foram determinadas pela medida de soluções de referência contendo atividades conhecidas de ^{224}Ra e de ^{223}Ra adsorvidas nas colunas de fibras de acrílico-MnO_2, mantendo-se a mesma geometria de contagem das amostras. Estes padrões foram preparados adsorvendo-se em fibras de acrílico-MnO_2 concentrações exatamente conhecidas de ^{232}Th em equilíbrio com seus filhos (cerca de 300 mBq) e de ^{227}Ac em equilíbrio com seus filhos (cerca de 170 mBq). Contagens da radiação de fundo de cada sistema também foram realizadas por 30 minutos, antes das medidas dos padrões e das amostras.

O sistema de coincidências atrasadas RaDeCC Sys, possui um software elaborado pela empresa Scientific Computer Instruments® (1999) que controla e registra as medidas obtidas (Moore & Arnold, 1996). Além disso, o programa contempla planilhas no Excel, nas quais as contagens totais, contagens nos canais ^{219}Rn e ^{220}Rn, contagens de radiação de fundo, tempo de contagem, eficiências de contagens, data da medida, data da coleta e volume da amostra foram inseridas, sendo obtidas finalmente, as concentrações de atividade de ^{223}Ra e ^{224}Ra, reportadas em unidades de mBq 100 L^{-1}. As equações de correção das chances de coincidência nos circuitos ^{219}Rn e ^{220}Rn, assim como quaisquer outras características do circuito de coincidências atrasadas são referenciadas no artigo publicado pelos pesquisadores que patentearam o equipamento (Moore & Arnold, 1996).

4.3.2.Determinação das concentrações de ^{226}Ra e de ^{228}Ra em amostras de água do mar por espectrometria gama

A determinação das concentrações de atividade de ^{226}Ra e ^{228}Ra nas amostras de água do mar foi realizada pela espectrometria gama em um laboratório subterrâneo. Esta metodologia é muito versátil e aplicável a várias matrizes ambientais. Segundo este método, os isótopos de Ra podem ser separados das amostras de água do mar utilizando a técnica de pré-concentração em fibras acrílicas impregnadas com MnO_2 ou pela co-precipitação com $BaSO_4$. A espectrometria gama de baixa radiação de fundo em laboratórios subterrâneos permite medir com sucesso atividades muito baixas do Ra, como por exemplo, aquelas encontradas no oceano. Por isso, a espectrometria de raios gama tem sido amplamente utilizada para determinação qualitativa e quantitativa dos níveis de radioatividade natural em amostras ambientais, geológicas e alimentares (Reyss *et al.*, 1995; Van Beek *et al.*, 2007).

Na espectrometria gama, a utilização do método de análise de altura de pulso torna possível a determinação direta de radionuclídeos individuais em uma amostra contendo emissores de raios gama. Tais determinações são possíveis porque o método fornece uma base para a identificação de determinadas transições nucleares, que por sua vez são características de radionuclídeos específicos. No entanto, a alta resolução da espectrometria gama tem algumas vantagens sobre outros métodos, principalmente devido à penetração muito maior de raios gama, em comparação com as partículas alfa ou beta. O método é não-destrutivo, e muitos nuclídeos podem ser analisados ao mesmo tempo. Estes incluem ^{238}U, ^{235}U, ^{226}Ra, ^{210}Pb, ^{228}Ra e ^{228}Th. Todos, exceto ^{235}U e ^{210}Pb, são geralmente determinados através do decaimento dos filhos de meia-vida curta. Infelizmente, não existem emissões adequadas de ^{210}Po e ^{232}Th, e apenas as linhas fracas de ^{234}U, ^{230}Th e vários radionuclídeos da série ^{235}U (Ivanovich & Murray, 1992).

As medidas das atividades dos principais isótopos de rádio por espectrometria gama representam uma complexa aplicação das análises físicas. O maior problema é o fato de que o ^{226}Ra não é o único radionuclídeo emissor gama presente na amostra, pois está sempre acompanhado pelos seus filhos de meias-vidas curtas, o ^{214}Pb e o ^{214}Bi que, por sua vez, decaem originando um espectro gama bastante complexo. Além disso, em

amostras ambientais os isótopos de rádio são acompanhados por outros isótopos filhos das três séries de decaimento naturais. Dentre eles, podemos citar (Canet & Jacquemin, 1990):

- Na série de decaimento do ^{238}U: ^{234}Th, ^{234m}Pa, ^{230}Th, ^{226}Ra, ^{222}Rn, ^{214}Pb, ^{214}Bi, ^{210}Pb.
- Na série de decaimento do ^{232}Th: ^{228}Ra, ^{228}Ac, ^{228}Th, ^{224}Ra, ^{222}Rn, ^{212}Pb, ^{212}Bi, ^{208}Tl.
- Na série de decaimento do ^{235}U: ^{235}U, ^{231}Pa, ^{227}Th, ^{223}Ra, ^{219}Rn, ^{211}Pb, ^{211}Bi.

O ^{226}Ra emite uma única linha mensurável em 186 keV com intensidade de 4%. Estudos notaram que uma interferência comum é causada pela linha em 185,7 keV emitida pelo ^{235}U. Como a diferença de energia entre essas duas linhas é apenas 0,5 keV, elas não podem ser separadas até mesmo por um detector de germânio hiperpuro.

Pela análise do espectro gama, percebe-se que a linha 609 keV é bastante seletiva, pois não há nenhum pico de interferência de qualquer outro radionuclídeo pertencente a uma série natural. Além disso, apresenta uma intensidade bastante alta, cerca de 45%. Por esta razão, vários pesquisadores utilizam exclusivamente a linha de 609 keV ^{214}Bi para a determinação quantitativa de ^{226}Ra no solo e na água. No entanto, para a obtenção de um valor exato da atividade do ^{226}Ra a partir da análise da linha de 609 keV do ^{214}Bi, é necessário que o equilíbrio radioativo entre ^{226}Ra e seus filhos não tenha sido alterado pela emanação do gás ^{222}Rn. Em amostras sólidas cerca de 80% do ^{222}Rn em equilíbrio permanece presente, e a medida pode ser realizada em cerca de 20 dias após o recipiente de medição ter sido selado (Canet & Jacquemin, 1990).

Outra possibilidade de se analisar o ^{226}Ra por espectrometria gama é através do pico de 352 keV e 295 keV do ^{214}Pb. A linha emitida pelo ^{214}Pb em 352 keV apresenta uma taxa de emissão de 35,8%. Embora o ^{211}Bi apresente uma linha em 351 keV, a sua contribuição pode ser avaliada e subtraída por meio da medida do pico de 270 keV do ^{223}Ra (Canet & Jacquemin, 1990).

Os picos de 1.120 keV e 1.764 keV do ^{214}Bi com intensidade de 14 e 16% respectivamente, podem também ser utilizadas para a análise do ^{226}Ra. Devido à

diminuição da eficiência do detector em função da energia, o erro torna-se maior para as amostras ambientais (Canet & Jacquemin, 1990).

A análise de ^{228}Ra por meio da espectrometria gama é geralmente obtida pela medida da linha de 911 keV do ^{228}Ac, que tem intensidade de 27,7%. Contudo, quando o rádio presente na amostra se encontra em equilíbrio radioativo com os filhos, a atividade do ^{228}Ra também pode ser determinada pela média da medida das atividades do ^{2l2}Pb (238,6 keV; 44,6%), ^{208}Tl (583,2 keV; 84,2%) e do ^{228}Ac (Oliveira, 1993).

Para os propósitos deste trabalho, 200 L das amostras coletadas aos 5 m de profundidade (representativas da água de superfície) foram percoladas em fibras de acrílico impregnadas com dióxido de manganês (Rutgers Van der Loeff & Moore, 1999). Após a medida inicial de ^{223}Ra e ^{224}Ra, as fibras foram incineradas em forno tipo Mufla à 820ºC durante 16 horas (Van Beek *et al.*, 2008). Para isso, as fibras foram colocadas em cadinhos de porcelana cobertos por uma tampa (para evitar qualquer perda de cinzas na fornalha). As amostras foram analisadas utilizando detectores de germânio tipo poço de baixa radiação de fundo, no laboratório subterrâneo de Modane (LSM), um laboratório francês que opera conjuntamente com o Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) e o Commissariat a l'Energie Atomique (CEA). O laboratório está localizado nos Alpes, na fronteira ítalo-francesa no ponto médio do túnel Frejus, a uma altitude de 1.260 m, e protegido da radiação cósmica, pois se encontra a de 1.700 m abaixo do solo. As atividades de ^{226}Ra foram determinadas pelos picos do ^{214}Pb (295 keV e 352 keV) e ^{214}Bi (609 keV). As atividades de ^{228}Ra foram determinadas através dos picos 338 keV, 911 keV e 969 keV do ^{228}Ac (Van Beek *et al.*, 2008). As cinzas resultantes do processo de calcinação foram acondicionadas em tubos de policarbonato e seladas com resina epóxi para evitar o escape do ^{222}Rn. Atingido o equilíbrio radioativo, as atividades do ^{226}Ra foram determinadas pela análise dos picos do ^{214}Pb e do ^{214}Bi.

As eficiências de detecção associadas às linhas gama investigadas neste trabalho foram determinadas pela medida das amostras de referência RGU-1 e RGTh-1 fornecidos pela Agência Internacional de Energia Atômica. Estas amostras consistem em uma matriz mineral (sílica), na qual padrões de ^{238}U/ ^{235}U e ^{232}Th em equilíbrio secular com seus filhos foram diluídos.

4.3.3. Determinação dos perfis horizontais dos isótopos de Ra e taxas de mistura das massas d'água

Uma estimativa simplificada do tempo de troca das massas d'água pode ser derivada dos gráficos de variação das atividades dos isótopos de Ra em função da distância da costa. Uma mistura rápida carregará os isótopos de Ra utilizados como traçadores mais rápido costa afora, do que no caso de uma mistura lenta. Os respectivos tempos de mistura aparentes podem ser calculados pela seguinte expressão:

$$^{223}Ra_{obs} = {}^{223}Ra\ i \times fEM \times e^{-\lambda 223 t} \quad (3)$$

Onde:
$\lambda\ ^{223}Ra$ = constante de decaimento do ^{223}Ra, 0,0608 d^{-1};
$^{223}Ra\ i$ = quantidade inicial de ^{223}Ra presente na água;
fEM = fração da quantidade inicial remanescente na amostra (%).

Uma expressão semelhante pode ser escrita para o ^{224}Ra. Este método indica quanto tempo se passou desde que a amostra se tornou enriquecida em Ra e foi isolada da origem. As hipóteses assumidas neste modelo são:

a) existe um único valor constante para as atividades de ^{223}Ra e de ^{224}Ra na região-fonte (continente) que não varia em função do período de tempo de interesse;

b) nenhuma adição ou retirada de Ra, exceto por mistura e decaimento radioativo, ocorre após a água deixar a região-fonte;

c) quando a distância da costa é grande, as concentrações de ^{223}Ra e de ^{224}Ra em excesso no oceano são desprezíveis.

Quando estas hipóteses são consideradas, a expressão apresentada anteriormente fornece uma estimativa do tempo decorrido desde que a água isolou-se da região-fonte e tornou-se enriquecida em ^{223}Ra ou ^{224}Ra. Uma incerteza significativa no uso

de um único isótopo de Ra para se estimar o tempo de mistura é a determinação da fração da quantidade inicial (fEM) remanescente na amostra. Além disso, tempos de residência variáveis da água costeira, contribuições da descarga de águas subterrâneas e sua a interação com os sedimentos costeiros podem causar variações sazonais nas atividades iniciais de ^{223}Ra e de ^{224}Ra.

Utilizando-se a razão dos isótopos de Ra de meias-vidas curtas, pode-se contornar este problema. Se escrevermos a equação de decréscimo de atividade para o ^{223}Ra e dividirmos esta expressão pela de decréscimo da atividade de ^{224}Ra, teremos:

$$\frac{^{223}Raobs}{^{224}Raobs} = \frac{^{223}Rai \cdot fEM \cdot e^{-\lambda 223 t}}{^{224}Rai \cdot fEM \cdot e^{-\lambda 224 t}} \quad (4)$$

Como a fEM pode ser eliminada, podemos reescrever esta expressão:

$$\left[\frac{^{223}Ra}{^{224}Ra}\right]_{obs} = \left[\frac{^{223}Ra}{^{224}Ra}\right]_{i} \cdot \frac{e^{-\lambda 223 t}}{e^{-\lambda 224 t}} \quad (5)$$

Este método é baseado na hipótese de que a razão de atividade inicial (AR) ^{223}Ra/^{224}Ra é constante. Os radionuclídeos precursores de meias-vidas longas, ^{231}Pa e ^{232}Th, e seus filhos de meias-vidas curtas, ^{227}Th e ^{228}Th, devem estar presentes em razões de atividade relativamente constantes nos sedimentos costeiros. Conseqüentemente, o decaimento destes isótopos deve produzir uma razão de atividade relativamente constante de ^{223}Ra e ^{224}Ra próximo da costa.

A variação da concentração ou atividade (A) com o tempo (t), em função da distância da costa (x) de um traçador conservativo, não-reativo, em um modelo uni-dimensional é representada pelo balanço entre os processos de advecção e difusão molecular. Deste modo, as taxas de mistura podem ser determinadas utilizando-se um modelo simples uni-dimensional de difusão horizontal, no qual a distribuição do Ra expressa um balanço entre a difusão molecular e o decaimento radioativo:

$$\frac{dA}{dt} = Kh \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} - \omega \frac{\partial A}{\partial x}, \quad (6)$$

Onde:

Kh = coeficiente de difusão molecular;

ω = velocidade de advecção.

Efeitos laterais são ignorados nesta aproximação uni-dimensional. Se Kh e ω são constantes, a distribuição ao longo da costa de um traçador conservativo pode ser utilizada para se avaliar a importância relativa destes processos no movimento de um sinal (advecção) e na sua respectiva diluição (difusão). Quando a distribuição do traçador ocorre predominantemente por difusão molecular com Kh constante, um gráfico da concentração de atividade versus distância da costa deverá ser representado por uma linha reta, que cortará o eixo das ordenadas no valor correspondente à atividade inicial dos isótopos de Ra na região-fonte. Um sinal de advecção na direção costa afora poderá ser evidenciado se houver uma curvatura positiva nesta linha reta, enquanto um sinal de advecção do oceano em direção ao continente causará uma curvatura negativa na mesma (Rutgers Van der Loeff & Moore, 1999).

Uma vez adicionados às águas costeiras, os dois isótopos de rádio de meias-vidas longas, ^{226}Ra e ^{228}Ra, também podem ser considerados traçadores conservativos. O decaimento do ^{228}Ra (λ = 0,12 anos^{-1}) é desprezível. Por exemplo, se o tempo de residência da massa d'água na Plataforma for de 100 dias (em uma superestimativa), espera-se um decréscimo de apenas 3% da atividade inicial de ^{228}Ra devido ao decaimento radioativo. Esta incerteza está incluída no erro inerente à medida. Assim como para ^{228}Ra, nenhum decréscimo de atividade significativo irá ocorrer para ^{226}Ra (λ = 4,33 x 10^{-4} anos^{-1}).

No caso dos isótopos de rádio de meias-vidas curtas, ^{223}Ra e ^{224}Ra, um termo de correção para o decaimento deve ser incluído nas equações descrevendo suas respectivas distribuições. A expressão que descreve a distribuição da atividade (gradientes de concentração ao longo da costa) de um traçador radioativo com uma constante de decaimento λ é:

$$\frac{dA}{dt} = Kh \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} - \omega \frac{\partial A}{\partial x} - \lambda A \qquad (7)$$

Quando a advecção líquida é negligenciável, esta expressão pode ser escrita na sua forma simplificada:

$$\frac{dA}{dt} = Kh \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} - \lambda A \qquad (8)$$

Neste caso, as condições limitantes são:

$$A = Ai \qquad para \; x = 0$$
$$A \rightarrow 0 \qquad x \rightarrow \infty$$

Assim, quando postulamos que Kh é constante e o sistema está no estado estacionário, podemos escrever:

$$Ax = Ao \exp\left[- x \sqrt{\frac{\lambda}{Kh}} \right] \qquad (9)$$

Onde:

Ax = atividade do traçador a uma distância x da costa (Bq);
Ao = atividade do traçador na distância zero (Bq);
λ = constante de decaimento radioativo do traçador (tempo^{-1}).

Quando a troca ocorrer predominantemente por difusão molecular (advecção negligenciável) e o sistema estiver no estado estacionário, um gráfico de ln ^{223}Ra ou ln ^{224}Ra em função da distância da costa pode ser utilizado para se estimar Kh:

$$\ln Ax = \ln Ao \quad - x \sqrt{\frac{\lambda}{Kh}} \qquad (10)$$

Neste caso, pode-se determinar o valor de Kh pela inclinação desta reta:

$$m = \sqrt{\frac{\lambda}{Kh}} \qquad (11)$$

4.4. Determinação de outros parâmetros

Como informado anteriormente no item amostragem, para a determinação dos parâmetros hidroquímicos complementares, fundamentais para qualquer avaliação dos ciclos biogeoquímicos no cenário estudado, amostras de água foram coletadas com auxílio das garrafas de Ninskin nos mesmos níveis de profundidade que para o ^{234}Th. Estas alíquotas foram filtradas à bordo em filtro Whatmann GF/F, armazenadas em frascos de polietileno com 250 mL de capacidade e congeladas à -20°C. Excetuando-se as determinações de oxigênio dissolvido e de clorofila-a, todas as outras análises foram realizadas em São Paulo no Laboratório de Nutrientes, Micronutrientes e Traços no Oceano - LABNUT/IOUSP.

4.4.1.Salinidade

A salinidade é a medida da quantidade de sais presentes numa amostra de água. A salinidade pode ser expressa em gramas de sais por quilograma de água (g kg^{-1}), em ‰ (partes por mil) ou sem unidade. Esta última trata da determinação da salinidade pela medida da condutividade, que emprega a razão entre a condutividade obtida para a leitura de uma amostra e um padrão, levando a um resultado adimensional, ou seja, está diretamente relacionada com a concentração de íons em solução (Campos, 2010).

Nas amostras de água deste projeto as salinidades foram determinadas a partir de um salinômetro indutivo de marca Beckman - RS-10 (Grasshoff *et al.* **,** 1998) e também com o auxílio de dados obtidos pelo CTD do Nap/Oc. Ary Rongel e do salinômetro Guildline a bordo no navio. A temperatura obtida por CTD Seabird teve precisão de ± 0,001 °C.

4.4.2.Temperatura da água

A temperatura das amostras de água foram obtidas por meio dos dados fornecidos pelo CTD do Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel.

4.4.3.Oxigênio dissolvido

A determinação das concentrações de oxigênio dissolvido foi feita por titulometria a bordo do navio. Imediatamente após a coleta as amostras foram fixadas com reagentes a base de cloreto de manganês e iodeto de potássio alcalinizado conforme descrito por Grasshoff (1983). Os frascos tipo erlenmeyer com colarinho, volume calibrado e tampa mergulhadora utilizados neste ensaio foram armazenados em caixas Marfinite pretas para evitar a exposição ao calor e à luz.

FIGURA 17 – Equipamento para a determinação do oxigênio dissolvido.

4.4.4.Nitrato dissolvido

Existem diversos métodos para a análise do nitrato dissolvido como a polarografia, eletrólise e outros. O melhor método para trabalhar com água do mar é o que está baseado na redução do nitrato a nitrito e a conseqüente formação do composto diazo, prosseguindo a análise para a determinação do nitrito, obtendo-se assim, o valor do nitrito total que por subtração do valor de nitrito inicial, antes da redução, fornece o valor de nitrato. A redução é feita com a utilização de uma coluna de cádmio cuperizado.

O nitrato prevalece como íon na água do mar. A redução do nitrato a nitrito ocorre com a utilização de um redutor de cádmio cuperizado sob condições ajustadas, onde o nitrato passa a ser quantitativamente convertido a nitrito.

$$\mathbf{NO_3^-} + Me_{(s)} + 2H^+ > \mathbf{NO_2^-} + Me^{++} + \mathbf{H_2O}$$

A eficiência da redução do nitrato a nitrito depende do metal utilizado, do pH da solução e da atividade da superfície a do metal. Uma reação, em solução alcalina, ou com um metal cuja superfície esteja inativa não reduz de modo eficiente o nitrato. Soluções muito ácidas ou com metal altamente eletronegativo, ou com superfície muito ativa, resultam em redução além do estágio nitrito. Em ambos os casos, a análise resultaria em baixos valores de nitrato.

Para a determinação de nitrato, as amostras foram processadas segundo o método descrito por Treguer e Lê Corre (1975), com modificações descritas em Braga, utilizando-se o equipamento automático Technicon Auto-Analyzer II. Por diferença do valor obtido na análise de nitrito, temos o valor real da concentração de nitrato. A precisão do método utilizado foi de 0,1 %.

4.4.5. Nitrito dissolvido

Todos os métodos para a determinação fotométrica do nitrito em água do mar estão baseados na reação do nitrito com uma amina aromática, a sulfanilamida (AS), em meio ácido formando o íon diazônico. Este reage com uma segunda amina aromática formando um composto colorido, o diazo, cuja quantidade formada á proporcional à concentração de nitrito presente na amostra analisada. A avaliação do teor de nitrito nas amostras baseia-se no método descrito em Treguer & Le Corre (1975) utilizando-se o aparelho automático Technicon Auto-Analyzer II. A precisão do método utilizado foi de 0,02 %.

4.4.6. Fosfato reativo dissolvido

O fósforo, bem como o nitrogênio, é um constituinte da matéria orgânica viva e como tal, ele apresenta um ciclo onde pode estar presente sob formas orgânicas e inorgânicas. De um modo geral, o fósforo encontra-se no meio marinho sob a forma de compostos orgânicos em suspensão ou em solução, sob a forma de fosfatos inorgânicos insolúveis (tais como fosfato de cálcio e de ferro) ou sob a forma de fosfatos solúveis, principalmente como íons HPO_4^{-2} e PO_4^{-3}.

A maioria dos métodos de determinação do fosfato na água do mar baseia-se na reação desses íons com um reagente contendo molibdato, em meio ácido, produzindo um complexo: o fosfomolibdato. Neste método, ocorre uma reação quantitativa do fosfato com os íons molibdato, catalisada pelo antimônio, formando inicialmente um complexo amarelado que é reduzido a um composto azul, por ação do ácido ascórbico.

A avaliação do fosfato baseia-se no procedimento descrito por Grasshoff *et al.* (1983, 1998). Estas medidas foram feitas utilizando-se o espectrofotômetro digital Gênesis 11, da marca Bauch & Lomb. A precisão do método utilizado foi de 0,02 %.

4.4.7.Silicato dissolvido

O silício é encontrado na água do mar sob a forma de silício dissolvido e também sob a forma particulada. Provavelmente, a principal forma dissolvida seja o ácido silícico: $Si(OH)_4$. O silício particulado é proveniente da estrutura extracelular das diatomáceas, silicoflagelados e radiolários vivos e mortos, sendo então chamado de silício particulado biogênico. O silício inorgânico é encontrado sob várias formas minerais como quartzos, feldspatos e na constituição de minerais argilosos e é chamado de silício não-biogênico. Grande parte do silício que atinge o mar é transportada pelas águas dos rios, pela atmosfera, pela erosão de rochas e pelos sedimentos oceânicos.

A determinação dos compostos de silício dissolvidos encontrados em águas naturais baseia-se na formação de um complexo amarelo, o ácido silicomolibdico após o tratamento da amostra com molibdato. Foram desenvolvidos alguns métodos para transformar o complexo de cor amarelada em um complexo azul mais intenso. Muitos

métodos utilizam redutores orgânicos para a redução deste heteropoliácido. O método descrito foi adaptado por Grasshoff *et al.* (1998), utilizando como redutor o ácido ascórbico. O ácido oxálico é também utilizado pelas seguintes razões: a) para reduzir o excesso de molibdato presente, b) para reduzir a influência do fosfato presente na amostra.

A determinação do silicato foi realizada em um espectrofotômetro digital Gênesis II, da marca Bauch & Lomb. A precisão do método utilizado foi de 0,2 %.

4.4.8. Material Particulado em Suspensão

O método utilizado para a determinação do Material Particulado em Suspensão (MES) foi gravimétrico, descrito por Strickland & Parsons (1968), onde a diferença de peso do filtro, antes e depois da filtragem da amostra, apresenta a quantidade de material em suspensão presente no volume filtrado. Os filtros de vidro Whatmann GF/F utilizados, com porosidade 0,45μm, foram previamente lavados em água destilada, calcinados em mufla para a eliminação de impurezas e tiveram seus pesos registrados em balança analítica. Após a filtração de um determinado volume de amostra, os filtros foram congelados a -20ºC para posterior análise.

Os filtros congelados foram secados em estufa, esfriados e pesados em balança analítica. A diferença de peso do filtro antes e depois da filtração e secagem, indicou a quantidade de material em suspensão em mg L^{-1} presente no volume filtrado.

4.4.9. Matéria Orgânica

A matéria orgânica em suspensão (MO) foi determinada por meio dos mesmos filtros utilizados na determinação do MES descrita acima. Os filtros foram calcinados em mufla por 4:30 h à 450°C , para a eliminação da matéria orgânica presente no material total retido no filtro, e novamente pesados em balança analítica. A diferença de peso do filtro antes e depois da calcinação indicou a quantidade de matéria orgânica em mg L^{-1} presente no volume filtrado.

4.4.10.Clorofila-a

As análises de clorofila-a foram realizadas por extração dos pigmentos com acetona 90% e as leituras das amostras por espectrofotometria em diversos comprimentos de onda. A centrifugação foi feita em equipamento Fanen®. O espectrofotômetro utilizado é da marca Beckman®. Os valores obtidos foram expressos em mg/m^3.

4.4.11. Carbono Orgânico Total (COT)

Estas análises foram realizadas diretamente nas amostras, utilizando-se o Analisador de Carbono Orgânico Total, modelo 5.000 da Shimadzu Co®. O COT é composto de uma variedade de compostos orgânicos em diferentes estados de oxidação. Alguns destes compostos podem ser oxidados por processos químicos ou bioquímicos. O método baseia-se na medida do dióxido de carbono (CO_2) formado após calcinação química do composto orgânico, e o CO_2 é medido diretamente por analisador infravermelho. A interferência do carbono inorgânico é eliminada acidificando-se a amostra a pH 2,0 para convertê-lo em CO_2, que também é medido por detector de infravermelho.

Para determinação do carbono orgânico particulado nas amostras do Radioantar, coletou-se 2000L de amostras de água da Rosette (garrafa específica), que foi filtrada logo após a amostragem, utilizando papel em fibra de vidro, com 0,45μm de diâmetro de poro. Após a filtração, os filtros contendo material particulado em suspensão foram armazenados em saco plástico tipo “zip”, lacrados e identificados. Os filtros foram congelados até sua chegada ao Brasil. No laboratório do Centro de Tecnologia das Radiações do IPEN, os filtros foram descongelados, adicionou-se 5 ml de água purificada Milli-Q, e realizou-se a extração do carbono (Sonication), durante 30 minutos, com ultrassom.

CAPÍTULO 5 – RESULTADOS

A campanha de amostragem foi realizada em Dezembro de 2007 durante o verão Austral da Operação Antártica XXVI. Nesta ocasião foram estabelecidos 10 perfis verticais com profundidades de até 2.205 m. A estação mais profunda foi a de número 01, realizada na Passagem de Drake, nas adjacências da Ilha Elefante. Os resultados de todos os parâmetros hidroquímicos e das concentrações de radionuclídeos naturais (^{238}U, ^{234}Th, ^{223}Ra, ^{224}Ra, ^{226}Ra e ^{228}Ra) determinados nas Estações 1 a 10 são apresentados nas **Tab. 2 a 22** e **Fig. 18 a 37**.

Para a realização das medidas das concentrações de ^{223}Ra e ^{224}Ra nas amostras de água estudadas neste trabalho, foram calibrados 4 sistemas de detecção no equipamento RaDeCCSys, de coincidências atrasadas. As voltagens de operação dos sistemas foram de 970 Volt (Sistema 1), 850 Volt (sistema 2), 900 Volt (Sistema 3) e 1.040 Volt (sistema 4).

A radiação de fundo das 4 células de cintilação alfa variaram de 0,543 a 2,16 para as taxas de contagens totais (^{220}Rn+^{219}Rn), de 0 a 0,032 no canal do ^{219}Rn e de 0,020 a 0,451 no canal do ^{220}Rn. Os quatro sistemas foram calibrados utilizando-se duas colunas de fibras de acrílico-MnO_2, nas quais soluções de referência de ^{232}Th e ^{227}Ac foram percoladas. As eficiências totais dos processos de contagem variaram de 35,3 a 52,8% para o ^{224}Ra e de 33,0 a 59,6% para o ^{223}Ra. O valor das incertezas combinadas para a medida das concentrações de ^{223}Ra e de ^{224}Ra variou de 7% a 10 % (2σ)

As determinações das atividades de ^{226}Ra e ^{228}Ra nas amostras de água foram realizadas por espectrometria gama em um laboratório subterrâneo de baixíssima radiação de fundo, denominado “Underground Laboratory of Modane (LSM)”. As medidas foram realizadas em um detector tipo poço com cristal de germânio hiperpuro (280 cm^3 de volume, diâmetro do poço 15 mm). O cristal foi protegido com uma blindagem de chumbo de baixa atividade (espessura de 15 cm). Todo o sistema é equipado com um trocador de amostras programável, que pode armazenar até 20 amostras, e um tanque de reabastecimento automático de nitrogênio líquido (250 L de capacidade). A radiação de fundo do sistema é de cerca de 5,8 com no intervalo de energia de 30 keV a 2.700 keV, o que corresponde a pelo menos 10 a 20 vezes mais baixo que os valores comumente obtidos em espectrômetros de raios gama localizados ao nível do solo. Isto equivale a 5.564

contagens por dia por quilograma do cristal de germânio hiperpuro. As atividades de ^{226}Ra foram calculadas pelas contagens líquidas das áreas dos picos do ^{214}Pb (295 keV e 352keV) e do ^{214}Bi (609 keV). As atividades de ^{228}Ra foram determinadas pelas contagens líquidas das áreas dos picos 338 keV, 911 keV e 969 keV do ^{228}Ac.

No caso da determinação dos isótopos naturais de Ra a metodologia foi validada através da participação em testes de proficiência organizados pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA), dentro do Programa "Analytical Quality Control Services (AQCS)", denominado "Interlaboratory Study on Determination of Radium and Uranium Radionuclides in Water". Um total de seis amostras de água (3 naturais e 3 sintéticas) foram ensaiadas. As concentrações de ^{226}Ra presentes nestas amostras foram determinadas pela metodologia descrita anteriormente. As incertezas foram inferiores a 5%. A avaliação dos resultados reportados nesta intercomparação indicou que eles tiveram uma boa concordância com os valores de referência estabelecidos pela IAEA e não foram influenciados por erros sistemáticos, tanto para as amostras com baixa atividade quanto para as de alta atividade de ^{226}Ra.

As eficiências de contagem beta total para a determinação de ^{234}Th nos precipitados de MnO_2 contados no detector proporcional de fluxo gasoso de baixa radiação de fundo Berthold LB variaram de 41% a 44 %. A radiação de fundo beta total deste detector variou de 0,547 cpm a 0,930, na voltagem de 1.650 Volt. O rendimento químico dos precipitados ^{234}Th-MnO_2 foi obtido em uma série de medidas (n=104) realizadas com a adição de uma quantidade conhecida de ^{229}Th como traçador da recuperação. As medidas das atividades de ^{229}Th foram realizadas por espectrometria de massa ICPMS, no "Nuclear Applications Marine Environment Laboratory – NAMEL", em Mônaco, da Agência Internacional de Energia Atômica. Os resultados obtidos mostraram recuperações acima de 85%, com um valor médio de 91,3% para o conjunto de 104 amostras analisadas. Apenas 19 amostras apresentaram rendimentos abaixo de 85% (no intervalo de 24,8% a 84,2%, média de 60,7%, n=19). Este resultado demonstra que nestes casos houve perda dos precipitados durante as etapas de processamento e filtração. Finalmente, após a avaliação dos resultados, o valor médio do rendimento químico de 91,3% foi aplicado nos cálculos das concentrações de ^{234}Th total para a elaboração dos perfis verticais ao longo da coluna d'água.

TABELA 2 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 01.

Data da coleta: 09/12/2007. Latitude: 60˚46.45'S. Longitude: 54˚00.50'W.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**Volume (L)**	**T (°C)**	**Salinidade**	**OD (ml L^{-1})**	**P – Fosfato (µmol L^{-1})**	**N – Nitrato (µmol L^{-1})**	**Si – Silicato (µmol L^{-1})**
Drake nível 12	4	2	-0,11	34,2160	8,07	1,15	49,3	65,0
Drake nível 8	25	2	-0,12	34,2270	7,92	1,31	50,5	67,0
Drake nível 6	51	2	-0,51	34,2710	7,82	1,38	49,9	71,6
Drake nível 4	75	2	-0,80	34,3060	9,07	1,02	48,9	63,5
Drake nível 11	301	2	ND	34,4012	5,05	0,65	49,3	54,6
Drake nível 9	502	2	-0,50	34,4128	5,82	0,89	48,9	60,3
Drake nível 7	1.000	2	-0,30	34,4188	5,10	1,90	49,9	67,6
Drake nível 5	1.498	2	-0,20	34,4325	4,51	1,35	50,3	63,1
Drake nível 3	1.993	2	-0,10	34,4458	5,79	1,23	43,9	108
Drake nível 2	2.205	2	-0,10	34,4836	5,37	0,77	47,3	50,6

Prof. total da coluna d’água: 2923 m; Prof. de trabalho: 2200 m; velocidade vento 18 nós; umidade relativa 86,2%.
ND = Não determinado.

TABELA 3 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 01.

Estação/ Amostras	**Profundidade (m)**	**MES (mg L^{-1})**	**MO (mg L^{-1})**	**Chl-a (mg L^{-1})**	**POC (mg L^{-1})**	**^{238}U (dpm L^{-1})**	**^{234}Th total (dpm L^{-1})**	**$^{234}Th/ ^{238}U$**
Drake nível 12	4	16,4	5,3	160	1,32	2,36	2,57	1,09
Drake nível 8	25	18,8	7,2	439	19,9	2,36	3,24	1,37
Drake nível 6	51	20,5	7,4	53,5	17,5	2,36	2,97	1,26
Drake nível 4	75	27,4	10,5	< 0,03	10,4	2,37	0,89	0,38
Drake nível 11	301	10,0	2,9	< 0,03	13,6	2,37	1,73	0,73
Drake nível 9	502	10,0	3,4	< 0,03	17,8	2,38	2,17	0,91
Drake nível 7	1.000	13,0	5,0	< 0,03	11,2	2,38	1,97	0,83
Drake nível 5	1.498	12,0	4,1	< 0,03	13,0	2,38	2,09	0,88
Drake nível 3	1.993	10,2	3,7	< 0,03	10,0	2,38	1,94	0,82
Drake nível 2	2.205	10,7	3,9	< 0,03	3,29	2,38	1,67	0,70

ND = Não determinado

TABELA 4 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 02.

Data da coleta: 10/12/2007. Latitude: 61º50.18'S Longitude: 54º79.07'W.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**Volume (L)**	**T (°C)**	**Salinidade**	**OD (ml L^{-1})**	**P – Fosfato (µmol L^{-1})**	**N – Nitrato (µmol L^{-1})**	**Si – Silicato (µmol L^{-1})**
Estação 02 G9D2	10	2	-0,12	34,2240	5,70	1,46	16,6	36,0
Estação 02 G7D2	25	2	-0,12	34,2240	7,76	1,75	26,0	56,6
Estação 02 G11D2	25	2	-0,12	34,2240	7,76	2,04	26,0	56,6
Estação 02 G5D2	50	2	-0,51	34,2720	7,47	2,75	21,1	46,6
Estação 02 G3D2	75	2	-0,79	34,3050	7,31	2,75	21,9	50,0
Estação 02 G12D1	105	2	-1,01	34,2470	7,76	2,60	28,8	64,3
Estação 02 G10D1	128	2	-1,04	34,2800	8,25	1,37	39,6	64,6
Estação 02 G8D1	156	2	-1,04	34,2940	6,49	1,24	42,8	71,5
Estação 02 G6D1	203	2	-1,00	34,3220	7,14	1,08	44,7	65,1
Estação 02 G4D1	301	2	-0,91	34,4120	6,99	0,88	47,5	64,8
Estação 02 G1D1	507	2	-1,09	34,4970	6,83	1,71	44,7	91,1

Prof. total da coluna d'água: 1238 m; Prof. de trabalho: 500 m; velocidade vento 18 nós; umidade relativa 89,6%.

TABELA 5 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 02.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**MES (mg L^{-1})**	**MO (mg L^{-1})**	**Chl-a (mg L^{-1})**	**POC (mg L^{-1})**	**^{238}U (dpm L^{-1})**	**^{234}Th total (dpm L^{-1})**	**$^{234}Th/ ^{238}U$**
Estação 02 G9D2	10	22,3	8,60	< 0,03	22,7	2,36	0,95	0,40
Estação 02 G7D2	25	21,8	8,30	34,8	0,46	2,36	1,64	0,70
Estação 02 G11D2	25	21,8	8,30	34,8	ND	2,36	1,80	0,76
Estação 02 G5D2	50	18,5	8,30	53,5	0,40	2,37	1,65	0,70
Estação 02 G3D2	75	20,9	7,80	214	0,34	2,38	1,67	0,71
Estação 02 G12D1	105	16,8	5,90	ND	0,41	2,36	2,04	0,86
Estação 02 G10D1	128	17,4	6,20	26,7	2,29	2,37	1,74	0,74
Estação 02 G8D1	156	12,6	4,10	80,2	9,85	2,37	0,72	0,30
Estação 02 G6D1	203	29,2	15,3	< 0,03	18,8	2,37	1,80	0,76
Estação 02 G4D1	301	21,0	7,40	< 0,03	14,9	2,37	1,64	0,69
Estação 02 G1D1	507	ND	3,50	< 0,03	2,08	2,38	1,70	0,71

ND = Não determinado.

TABELA 6 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 03.

Data da coleta: 11/12/2007. Latitude: 61º98.28'S Longitude: 56º30.47'W.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**Volume (L)**	**T (°C)**	**Salinidade**	**OD (ml L^{-1})**	**P – Fosfato (µmol L^{-1})**	**N – Nitrato (µmol L^{-1})**	**Si – Silicato (µmol L^{-1})**
Estação 03 G9D2	10	2	-0,37	34,1910	7,91	1,76	22,6	51,6
Estação 03 G7D2	26	2	-0,38	34,1912	8,17	1,66	20,7	46,6
Estação 03 G5D2	52	2	-0,47	34,2049	7,97	1,64	20,5	46,8
Estação 03 G3	74	2	-0,49	34,2086	7,80	1,93	30,5	69,1
Estação 03 G12D1	103	2	-0,65	34,2241	7,48	2,53	30,3	69,6
Estação 03 G12D2	103	2	-0,65	34,2241	7,48	2,53	30,3	69,6
Estação 03 G10	200	2	-0,91	34,3423	6,30	1,82	38,5	77,1
Estação 03 G8	301	2	-0,97	34,4320	6,29	2,64	32,5	78,8
Estação 03 G6	501	2	-1,03	34,4957	6,25	2,23	31,9	79,0
Estação 03 G4	798	2	-0,95	34,5293	6,32	1,11	40,1	60,1
Estação 03 G1	999	2	-0,93	34,5364	6,30	2,65	33,6	82,5

Prof. total da coluna d'água: 2.266 m; Prof. de trabalho: 1.000 m; velocidade vento 20,8 nós; umidade relativa 80,2%.

TABELA 7 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 03.

Estação/ Amostras	**Profundidade (m)**	**MES (mg L^{-1})**	**MO (mg L^{-1})**	**Chl-a (mg L^{-1})**	**^{28}U (dpm L^{-1})**	**^{234}Th total (dpm L^{-1})**	**$^{234}Th/ ^{238}U$**
Estação 03 G9D2	10	12,7	5,00	428	2,36	1,79	0,76
Estação 03 G7D2	26	13,0	4,60	1.283	2,36	1,17	0,50
Estação 03 G5D2	52	13,2	3,50	294	2,36	1,48	0,63
Estação 03 G3	74	21,7	9,30	348	2,36	1,85	0,78
Estação 03 G12D1	103	13,0	4,80	241	2,36	1,85	0,78
Estação 03 G12D2	103	13,0	4,80	241	2,36	1,83	0,77
Estação 03 G10	200	15,1	5,50	ND	2,37	1,38	0,58
Estação 03 G8	301	19,5	7,70	26,7	2,38	2,06	0,87
Estação 03 G6	501	15,8	6,40	< 0,03	2,38	1,82	0,77
Estação 03 G4	798	15,4	6,40	< 0,03	2,38	1,29	0,54
Estação 03 G1	999	15,5	7,00	< 0,03	2,38	1,42	0,60

ND = Não determinado.

TABELA8 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 04.

Data da coleta: 11/12/2007. Latitude: 62º66.05'S Longitude: 59º33.82'W.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**Volume (L)**	**T (°C)**	**Salinidade**	**OD (ml L^{-1})**	**P – Fosfato (µmol L^{-1})**	**N – Nitrato (µmol L^{-1})**	**Si – Silicato (µmol L^{-1})**
Estação 04 G11D2	5	2	-0,43	34,1023	2,65	1,96	27,3	59,5
Estação 04 G9D2	10	2	-0,46	34,1019	2,65	2,29	24,8	55,3
Estação 04 G7D2	25	2	-0,47	34,1025	6,87	2,11	26,9	59,1
Estação 04 G5D2	52	2	-0,69	34,1203	6,27	1,99	27,3	60,8
Estação 04 G3D2	79	2	-1,32	34,2361	3,97	2,44	31,4	70,8
Estação 04 G12D1	100	2	-1,27	34,2770	3,87	1,34	32,1	73,5
Estação 04 G10D1	207	2	-0,69	34,4674	5,20	2,41	33,0	78,8
Estação 04 G8D1	304	2	-1,23	34,4732	6,13	2,53	32,5	76,6
Estação 04 G6D1	500	2	-1,10	34,5198	6,32	2,31	29,9	64,8
Estação 04 G4D1	795	2	-1,34	34,5305	5,01	1,56	20,3	47,5
Estação 04 G1D1	996	2	-1,51	34,5333	4,08	2,60	37,2	ND

Prof. total da coluna d'água: 1700 m; Prof. de trabalho: 1000 m; velocidade vento 25 nós; umidade relativa 86,6%.
ND = Não determinado.

TABELA 9 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 04.

Estação/ Amostras	**Profundidade (m)**	**MES (mg L^{-1})**	**MO (mg L^{-1})**	**Chl-a (mg L^{-1})**	**POC (mg L^{-1})**	**^{238}U (dpm L^{-1})**	**^{234}Th total (dpm L^{-1})**	**$^{234}Th/ ^{238}U$**
Estação 04 G11D2	5	12,4	3,70	1.203	26,6	2,35	1,05	0,45
Estação 04 G9D2	10	15,6	6,60	775	26,2	2,35	2,09	0,89
Estação 04 G7D2	25	9,90	3,00	619	0,30	2,35	1,90	0,81
Estação 04 G5D2	52	16,8	6,90	642	0,60	2,35	1,50	0,64
Estação 04 G3D2	79	14,6	6,20	< 0,03	1,50	2,36	2,11	0,89
Estação 04 G12D1	100	16,4	6,60	80,2	15,0	2,37	2,32	0,98
Estação 04 G10D1	207	15,3	5,50	< 0,03	13,9	2,38	2,00	0,84
Estação 04 G8D1	304	20,5	7,70	26,7	18,7	2,38	1,10	0,46
Estação 04 G6D1	500	19,4	7,50	< 0,03	17,9	2,38	1,35	0,57
Estação 04 G4D1	795	11,4	3,40	< 0,03	19,2	2,38	2,11	0,89
Estação 04 G1D1	996	12,9	4,20	< 0,03	19,8	2,38	1,93	0,81

TABELA 10 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 05.

Data da coleta: 11/12/2007. Latitude: 62º91.30'S Longitude: 59º40.55'W.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**Volume (L)**	**T (°C)**	**Salinidade**	**OD (ml L^{-1})**	**P – Fosfato (µmol L^{-1})**	**N – Nitrato (µmol L^{-1})**	**Si – Silicato (µmol L^{-1})**
Estação 05 G11D2	5	2	-0,58	34,1245	5,74	1,90	27,9	63,0
Estação 05 G9D2	10	2	-0,65	34,1245	4,87	1,50	22,8	50,6
Estação 05 G7D2	25	2	-0,74	34,1238	7,84	1,61	22,5	52,5
Estação 05 G11D2	50	2	-0,90	34,1313	6,68	2,07	29,3	67,5
Estação 05 G3D2	75	2	-1,21	34,1740	7,65	1,30	22,0	46,6
Estação 05 G12D1	100	2	-1,59	34,3235	7,26	1,24	19,5	45,0
Estação 05 G10D1	120	2	-1,46	34,3814	6,73	1,74	25,4	56,6
Estação 05 G8D1	152	2	-1,16	34,4265	5,49	2,05	30,6	70,8
Estação 05 G6D1	200	2	-1,53	34,4329	6,88	1,85	30,7	69,1
Estação 05 G4D1	302	2	-1,17	34,4903	6,42	2,65	33,0	78,8
Estação 05 G1D1	503	2	-0,92	34,5332	6,27	2,60	35,5	ND

Prof. total da coluna d'água: 600 m; Prof. de trabalho: 500 m; velocidade vento 7 nós; umidade relativa 86,6%.
ND = Não determinado.

TABELA 11 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 05.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**MES (mg L^{-1})**	**MO (mg L^{-1})**	**Chl-a (mg L^{-1})**	**POC (mg L^{-1})**	**^{238}U (dpm L^{-1})**	**^{234}Th total (dpm L^{-1})**	**$^{234}Th/ ^{238}U$**
Estação 05 G11D2	5	13,2	4,40	241	12,0	2,36	1,15	0,49
Estação 05 G9D2	10	17,4	9,70	588	19,6	2,36	1,52	0,65
Estação 05 G7D2	25	16,4	9,00	748	17,5	2,36	1,62	0,69
Estação 05 G11D2	50	62,9	52,4	80,2	21,0	2,36	1,92	0,82
Estação 05 G3D2	75	58,7	46,2	53,5	14,9	2,36	1,45	0,62
Estação 05 G12D1	100	93,8	82,4	668	11,1	2,37	1,70	0,72
Estação 05 G10D1	120	72,2	62,0	< 0,03	15,9	2,37	1,63	0,69
Estação 05 G8D1	152	72,4	62,0	< 0,03	ND	2,38	1,89	0,80
Estação 05 G6D1	200	89,4	77,9	53,5	ND	2,38	1,87	0,79
Estação 05 G4D1	302	15,1	4,20	< 0,03	11,4	2,38	1,54	0,65
Estação 05 G1D1	503	15,6	3,20	< 0,03	12,9	2,38	2,26	0,95

ND = Não determinado.

TABELA 12 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 06.

Data da coleta: 12/12/2007. Latitude: 63º05.84'S Longitude: 60º23.17'W.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**Volume (L)**	**T (°C)**	**Salinidade**	**OD (ml L^{-1})**	**P – Fosfato (µmol L^{-1})**	**N – Nitrato (µmol L^{-1})**	**Si – Silicato (µmol L^{-1})**
Estação 06 G9D2	5	2	-0,57	34,1426	5,71	0,70	27,2	63,3
Estação 06 G7D2	10	2	-0,58	34,1428	5,43	0,84	32,1	78,0
Estação 06 G5D2	25	2	-0,73	34,1555	6,16	1,06	30,5	73,3
Estação 06 G3D2	50	2	-0,85	34,1746	6,99	0,53	35,1	78,6
Estação 06 G12D1	78	2	-1,14	34,2115	6,92	0,65	33,9	76,6
Estação 06 G10D1	102	2	-1,41	34,3325	6,37	0,62	36,7	85,2
Estação 06 G8D1	128	2	-1,37	34,3501	6,64	1,94	29,1	60,8
Estação 06 G6D1	153	2	-1,32	34,3827	6,35	2,06	32,1	74,9
Estação 06 G4D1	200	2	-1,41	34,4185	4,59	2,48	32,5	76,0
Estação 06 G1D1	299	2	-1,33	34,4645	4,41	2,31	32,4	76,6

Prof. total da coluna d'água: 878 m; Prof. de trabalho: 300 m; velocidade vento 15 nós; umidade relativa 86,6%.

TABELA 13 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 06.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**MES (mg L^{-1})**	**MO (mg L^{-1})**	**Chl-a (mg L^{-1})**	**POC (mg L^{-1})**	**^{238}U (dpm L^{-1})**	**^{234}Th total (dpm L^{-1})**	**$^{234}Th/ ^{238}U$**
Estação 06 G9D2	5	20,1	7,50	241	17,5	2,36	1,65	0,70
Estação 06 G7D2	10	20,3	10,2	428	3,54	2,36	1,87	0,79
Estação 06 G5D2	25	13,2	5,10	722	0,89	2,36	1,47	0,62
Estação 06 G3D2	50	12,4	5,10	1.577	0,29	2,36	1,95	0,83
Estação 06 G12D1	78	7,6	5,10	1.497	0,23	2,36	1,93	0,82
Estação 06 G10D1	102	10,8	4,10	< 0,03	0,22	2,37	0,61	0,26
Estação 06 G8D1	128	14,5	5,80	187	0,25	2,37	2,21	0,93
Estação 06 G6D1	153	14,8	6,00	107	36,9	2,37	1,07	0,45
Estação 06 G4D1	200	10,0	4,60	53,5	20,9	2,38	1,48	0,62
Estação 06 G1D1	299	18,2	7,90	< 0,03	4,23	2,38	0,41	0,17

TABELA 14 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 07.

Data da coleta: 12/12/2007. Latitude: 63º61.72'S Longitude: 61º65.82'W.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**Volume (L)**	**T (°C)**	**Salinidade**	**OD (ml L^{-1})**	**P – Fosfato (µmol L^{-1})**	**N – Nitrato (µmol L^{-1})**	**Si – Silicato (µmol L^{-1})**
Estação 07 G11D2	5	2	0,13	34,0160	6,42	1,03	33,2	80,7
Estação 07 G9D2	10	2	-0,05	34,0219	6,89	1,10	33,6	79,6
Estação 07 G7D2	25	2	-0,08	34,0430	2,97	0,72	35,4	73,9
Estação 07 G5D2	50	2	-0,54	34,1129	7,45	1,50	32,9	71,5
Estação 07 G3D2	75	2	-0,75	34,1820	7,09	1,33	37,4	80,8
Estação 07 G12D1	100	2	-0,81	34,2578	7,41	1,47	32,8	70,3
Estação 07 G10D1	150	2	-1,22	34,3182	6,80	0,87	38,6	86,9
Estação 07 G8D1	200	2	-0,99	34,3704	7,41	1,21	36,9	79,6
Estação 07 G6D1	300	2	-0,89	34,4411	6,80	1,24	35,3	75,2
Estação 07 G4D1	500	2	-0,76	34,4993	6,50	0,99	39,4	93,2
Estação 07 G1D1	800	2	-0,88	34,5140	6,64	0,53	38,6	91,2

Prof. total da coluna d'água: 1235 m; Prof. de trabalho: 800 m; velocidade vento 6,8 nós; umidade relativa 86,4%.

TABELA 15 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 07.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**MES (mg L^{-1})**	**MO (mg L^{-1})**	**Chl-a (mg L^{-1})**	**POC (mg L^{-1})**	**^{238}U (dpm L^{-1})**	**^{234}Th total (dpm L^{-1})**	**$^{234}Th/^{238}U$**
Estação 07 G11D2	5	15,7	7,60	1.604	18,5	2,35	1,88	0,80
Estação 07 G9D2	10	12,5	5,90	1.448	4,59	2,35	1,95	0,83
Estação 07 G7D2	25	ND	ND	2.515	12,4	2,35	0,61	0,26
Estação 07 G5D2	50	17,6	8,50	642	3,93	2,35	1,13	0,48
Estação 07 G3D2	75	15,7	6,70	302	10,9	2,36	0,75	0,32
Estação 07 G12D1	100	21,5	9,20	107	4,44	2,37	1,11	0,47
Estação 07 G10D1	150	25,2	14,7	< 0,03	0,32	2,37	2,00	0,85
Estação 07 G8D1	200	16,0	6,60	< 0,03	20,4	2,37	1,11	0,47
Estação 07 G6D1	300	17,7	7,10	53,5	11,9	2,38	1,67	0,70
Estação 07 G4D1	500	17,8	5,70	ND	26,2	2,38	1,14	0,48
Estação 07 G1D1	800	15,7	4,40	ND	17,4	2,38	2,35	0,99

ND = Não determinado.

TABELA 16 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 08.

Data da coleta: 13/12/2007. Latitude: 62º80.85'S Longitude: 57º77.28'W.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**Volume (L)**	**T (°C)**	**Salinidade**	**OD (ml L^{-1})**	**P – Fosfato (µmol L^{-1})**	**N – Nitrato (µmol L^{-1})**	**Si – Silicato (µmol L^{-1})**
Estação 08 G9D2	5	2	-1,05	34,2525	5,23	0,61	37,1	78,8
Estação 08 G5D2	10	2	-1,05	34,2536	6,08	0,80	35,7	77,2
Estação 08 G3D2	25	2	-1,15	34,3239	6,21	0,69	32,6	70,6
Estação 08 G12D1	51	2	-1,31	34,3668	4,96	0,63	36,5	77,1
Estação 08 G10D1	76	2	-1,36	34,3725	5,42	0,66	37,1	80,8
Estação 08 G10D1A	76	2	-1,36	34,3725	5,42	0,66	37,1	80,8
Estação 08 G8D1	100	2	-1,39	34,3804	6,05	0,85	36,2	77,0
Estação 08 G6D1	125	2	-1,31	34,3947	5,50	0,71	35,5	75,9
Estação 08 G4D1	151	2	-1,34	34,4213	5,56	0,99	37,6	80,4
Estação 08 G1D1	200	2	-1,26	34,4545	5,53	1,41	38,9	87,8

Prof. de trabalho: 200 m; velocidade vento 6,8 nós; umidade relativa 86,4%.

TABELA 17 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 08.

Estação/ Amostras	**Profundidade (m)**	**MES (mg L^{-1})**	**MO (mg L^{-1})**	**Chl-a (mg L^{-1})**	**POC (mg L^{-1})**	**^{238}U (dpm L^{-1})**	**^{234}Th total (dpm L^{-1})**	**$^{234}Th/ ^{238}U$**
Estação 08 G9D2	5	20,9	11,4	1.417	0,47	2,36	2,13	0,90
Estação 08 G5D2	10	9,60	4,10	< 0,03	0,25	2,36	1,67	0,71
Estação 08 G3D2	25	20,9	1,80	722	31,3	2,37	1,33	0,56
Estação 08 G12D1	51	18,4	8,10	< 0,03	19,3	2,37	1,66	0,70
Estação 08 G10D1	76	17,0	7,90	1.417	16,4	2,37	1,34	0,57
Estação 08 G10D1A	76	17,0	7,90	1.417	ND	2,37	1,21	0,51
Estação 08 G8D1	100	20,4	9,30	695	14,6	2,37	2,36	0,99
Estação 08 G6D1	125	16,6	9,50	294	3,30	2,37	1,76	0,74
Estação 08 G4D1	151	23,0	12,5	< 0,03	0,27	2,38	1,88	0,79
Estação 08 G1D1	200	25,4	12,1	< 0,03	0,34	2,38	1,74	0,73

ND = Não determinado.

TABELA 18 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 09.

Data da coleta: 13/12/2007. Latitude: 62º53.65'S. Longitude: 58º12.18'W.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**Volume (L)**	**T (°C)**	**Salinidade**	**OD (ml L^{-1})**	**P – Fosfato (µmol L^{-1})**	**N – Nitrato (µmol L^{-1})**	**Si – Silicato (µmol L^{-1})**
Estação 09 G11D2	5	2	-0,53	34,0507	6,31	0,95	24,3	50,2
Estação 09 G9D2	10	2	-0,54	34,0501	6,94	0,65	26,3	50,8
Estação 09 G7D2	25	2	-0,71	34,0547	6,59	0,51	30,1	62,1
Estação 09 G5D2	50	2	-1,13	34,0716	6,61	0,88	34,4	70,2
Estação 09 G3D2	74	2	-1,41	34,2374	5,67	0,44	39,4	84,2
Estação 09 G12D1	100	2	-1,43	34,2873	4,60	0,50	35,5	75,1
Estação 09 G10D1	200	2	-1,25	34,4382	5,66	0,45	38,7	86,7
Estação 09 G8D1	303	2	-1,20	34,4823	5,21	0,73	38,5	88,8
Estação 09 G6D1	501	2	-1,26	34,5137	5,34	0,71	38,3	86,9
Estação 09 G4D1	794	2	-1,41	34,5273	5,16	0,74	38,2	85,6
Estação 09 G1D1	1.000	2	-1,49	34,5326	5,35	0,71	37,4	82,0

Prof. total da coluna d'água: 1700 m; Prof. de trabalho: 1000 m; velocidade vento 12 nós; umidade relativa 89,6%.

TABELA 19 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 09.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**MES (mg L^{-1})**	**MO (mg L^{-1})**	**POC (mg L^{-1})**	**Chl-a (mg L^{-1})**	**^{238}U (dpm L^{-1})**	**^{234}Th total (dpm L^{-1})**	**$^{234}Th/ ^{238}U$**
Estação 09 G11D2	5	4,40	0,90	ND	880	2,35	3,13	1,33
Estação 09 G9D2	10	22,5	9,00	15,6	3.341	2,35	2,40	1,02
Estação 09 G7D2	25	18,1	7,50	ND	2.887	2,35	2,02	0,86
Estação 09 G5D2	50	9,10	3,40	0,40	241	2,35	2,12	0,90
Estação 09 G3D2	74	23,3	9,70	15,1	53,5	2,36	2,72	1,15
Estação 09 G12D1	100	18,0	6,20	0,24	161	2,37	1,57	0,67
Estação 09 G10D1	200	15,9	6,60	16,0	< 0,03	2,38	2,81	1,18
Estação 09 G8D1	303	16,4	6,20	13,5	< 0,03	2,38	2,13	0,90
Estação 09 G6D1	501	23,5	8,60	12,8	< 0,03	2,38	2,14	0,90
Estação 09 G4D1	794	13,0	5,50	29,1	< 0,03	2,38	0,57	0,24
Estação 09 G1D1	1.000	12,7	3,90	17,1	< 0,03	2,38	1,23	0,52

ND = Não determinado.

TABELA 20 - Parâmetros físicos, químicos e macronutrientes determinados no perfil vertical estabelecido na Estação 10.

Data da coleta: 13/12/2007. Latitude: 62º50.30'S. Longitude: 58º37.17'W.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**Volume (L)**	**T (°C)**	**Salinidade**	**OD (ml L^{-1})**	**P – Fosfato (µmol L^{-1})**	**N – Nitrato (µmol L^{-1})**	**Si – Silicato (µmol L^{-1})**
Estação 10 G11D2	6	2	-0,44	34,1402	6,33	0,50	24,5	50,2
Estação 10 G9D2	9	2	-0,47	34,1402	7,24	0,67	10,9	19,4
Estação 10 G7D2	24	2	-0,55	34,1413	6,51	0,56	31,5	68,3
Estação 10 G5D2	52	2	-0,77	34,1503	7,39	0,55	32,6	71,3
Estação 10 G3D2	75	2	-0,97	34,1680	7,11	0,66	30,2	65,6
Estação 10 G12D1	100	2	-1,26	34,2300	7,47	1,01	32,4	71,1
Estação 10 G10D1	125	2	-1,45	34,3032	6,62	0,88	25,4	51,9
Estação 10 G8D1	151	2	-1,50	34,3663	6,78	0,71	29,5	64,8
Estação 10 G6D1	201	2	-1,25	34,4222	5,35	0,82	33,7	77,4
Estação 10 G4D1	301	2	-1,06	34,4647	6,28	0,98	32,6	71,8
Estação 10 G1D1	499	2	-1,14	34,5238	5,19	ND	ND	ND

Prof. total da coluna d'água: 1300 m; Prof. de trabalho: 500 m; velocidade vento 26 nós; umidade relativa 86%.
ND = Não determinado.

TABELA 21 - Concentrações de material em suspensão (MES), matéria orgânica (MO), clorofila-a, carbono orgânico particulado (POC), ^{238}U e ^{234}Th total na Estação 10.

Estação/Amostras	**Profundidade (m)**	**MES (mg L^{-1})**	**MO (mg L^{-1})**	**Chl-a (mg L^{-1})**	**POC (mg L^{-1})**	**^{238}U (dpm L^{-1})**	**^{234}Th total (dpm L^{-1})**	**$^{234}Th/^{238}U$**
Estação 10 G11D2	6	26,6	18,2	3.341	9,53	2,36	2,40	1,02
Estação 10 G9D2	9	21,1	8,80	< 0,03	13,7	2,36	1,37	0,58
Estação 10 G7D2	24	14,1	6,50	160	1,85	2,36	1,40	0,59
Estação 10 G5D2	52	35,6	25,6	187	20,8	2,36	1,42	0,60
Estação 10 G3D2	75	32,4	23,9	241	ND	2,36	1,84	0,78
Estação 10 G12D1	100	16,3	8,00	1.256	18,5	2,36	2,26	0,96
Estação 10 G10D1	125	16,9	7,60	< 0,03	10,9	2,37	2,01	0,85
Estação 10 G8D1	151	17,0	7,80	80,2	18,1	2,37	1,88	0,79
Estação 10 G6D1	201	21,9	9,70	321	12,4	2,38	1,77	0,75
Estação 10 G4D1	301	18,0	10,2	< 0,03	20,2	2,38	1,59	0,67
Estação 10 G1D1	499	18,5	10,2	< 0,03	12,3	2,38	1,21	0,51

ND = Não determinado.

TABELA 22 – Distribuição das concentrações de atividade dos isótopos naturais de Ra nas amostras de água de superfície (5 m).

Estação/ Amostras	Vol. (L)	Distância da costa (km)*	^{223}Ra (dpm 100 L^{-1})	^{224}Ra (dpm 100 L^{-1})	^{226}Ra (dpm 100 L^{-1})	^{228}Ra (dpm 100 L^{-1})	^{228}Ra/^{226}Ra	^{223}Ra/^{224}Ra
Estação 01	196	72,2	0,41 ± 0,03	4,78 ± 0,33	43,3 ± 0,3	2,01 ± 0,18	0,05	0,09
Estação 02	196	45,7	0,20 ± 0,01	3,42 ± 0,24	ND	ND	ND	0,06
Estação 03	196	67,7	2,66 ± 0,19	26,1 ± 1,8	ND	ND	ND	0,10
Estação 04	196	17,7	1,81 ± 0,13	19,9 ± 1,4	25,3 ± 0,2	2,34 ± 0,17	0,09	0,09
Estação 05	196	38,8	0,43 ± 0,03	5,31 ± 0,37	21,3 ± 0,2	1,49 ± 0,14	0,07	0,08
Estação 06	196	16,3	0,19 ± 0,01	2,16 ± 0,15	19,1 ± 0,2	1,16 ± 0,11	0,06	0,09
Estação 07	196	10,6	0,49 ± 0,03	3,16 ± 0,22	21,1 ± 0,2	1,29 ± 0,13	0,06	0,16
Estação 08	196	75,4	0,11 ± 0,01	1,21 ± 0,08	22,5 ± 0,2	1,19 ± 0,11	0,05	0,09
Estação 09	196	37,9	0,13 ± 0,01	0,91 ± 0,06	21,9 ± 0,2	1,11 ± 0,10	0,05	0,14
Estação 10	196	31,1	0,61 ± 0,04	6,96 ± 0,49	ND	ND	ND	0,09

* As distâncias em relação ao ponto da costa foram estimadas considerando-se as seguintes coordenadas:
Estação 01/ Ilha Elefante -61º0424 S, -54º6097W; Estação 02/ Ilha Elefante -61º0947S, -54º6714W;
Estação 03/ Ilha Rei George -62º0130S, -57º5995W; Estação 04/ Ilha Greenwich -62º5472S, -59º5823W;
Estação 05/ Ilha Livingstone -62º6397S, -59º8803W; Estação 06/ Ilha Deception -62º9817S, -60º5070W;
Estação 07/ Ilha Hoseanson -63º7126S, - 61º6777W; Estação 08/ Ilha Nelson -63º2198S, - 57º3204W;
Estação 09/ Ilha Nelson -62º2373S, -58º4760W; Estação 10/ Ilha Rei George -63º3201S, -58º8284W.
ND = Não determinado.

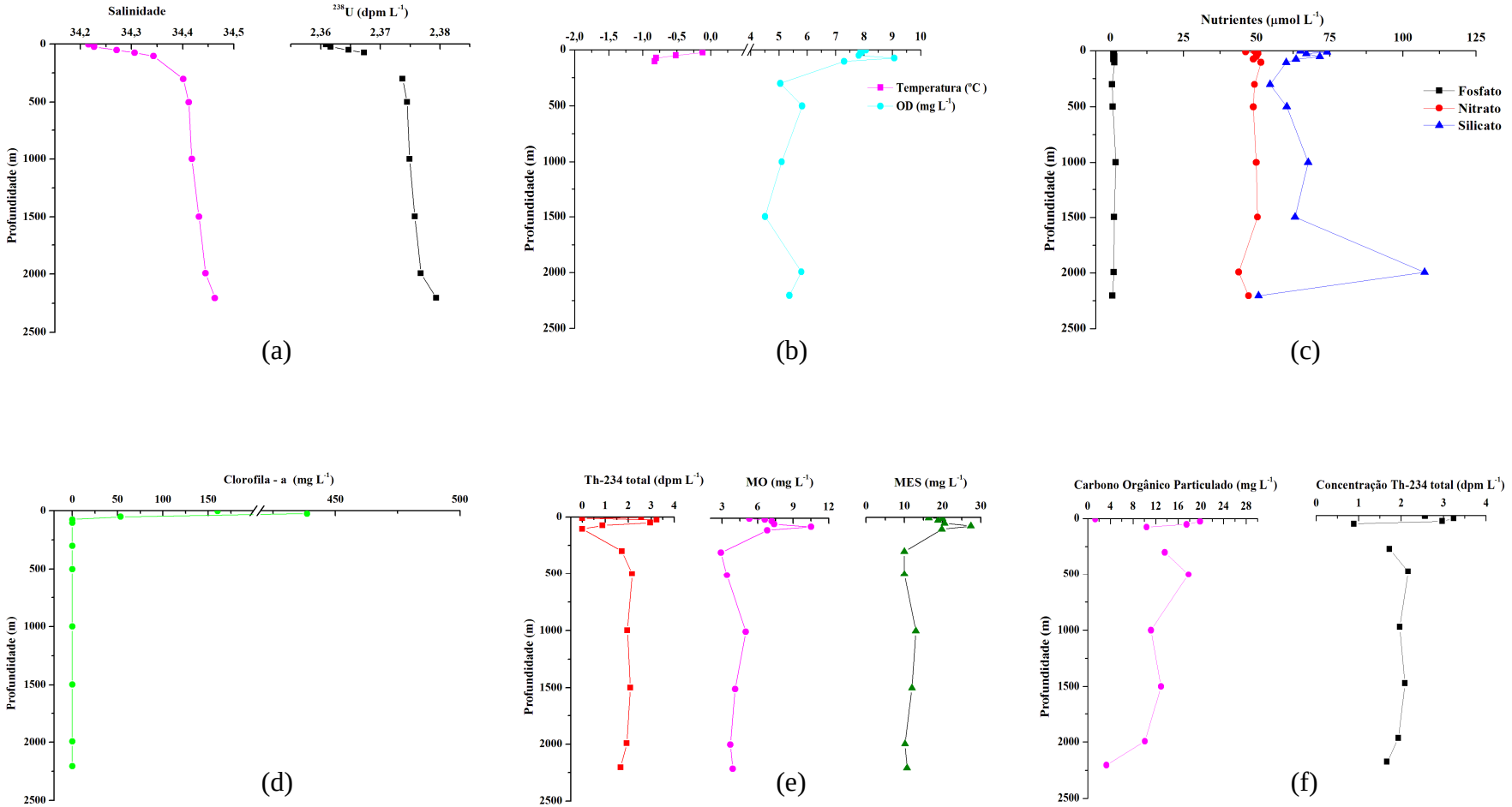

FIGURA 18 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 01**: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.

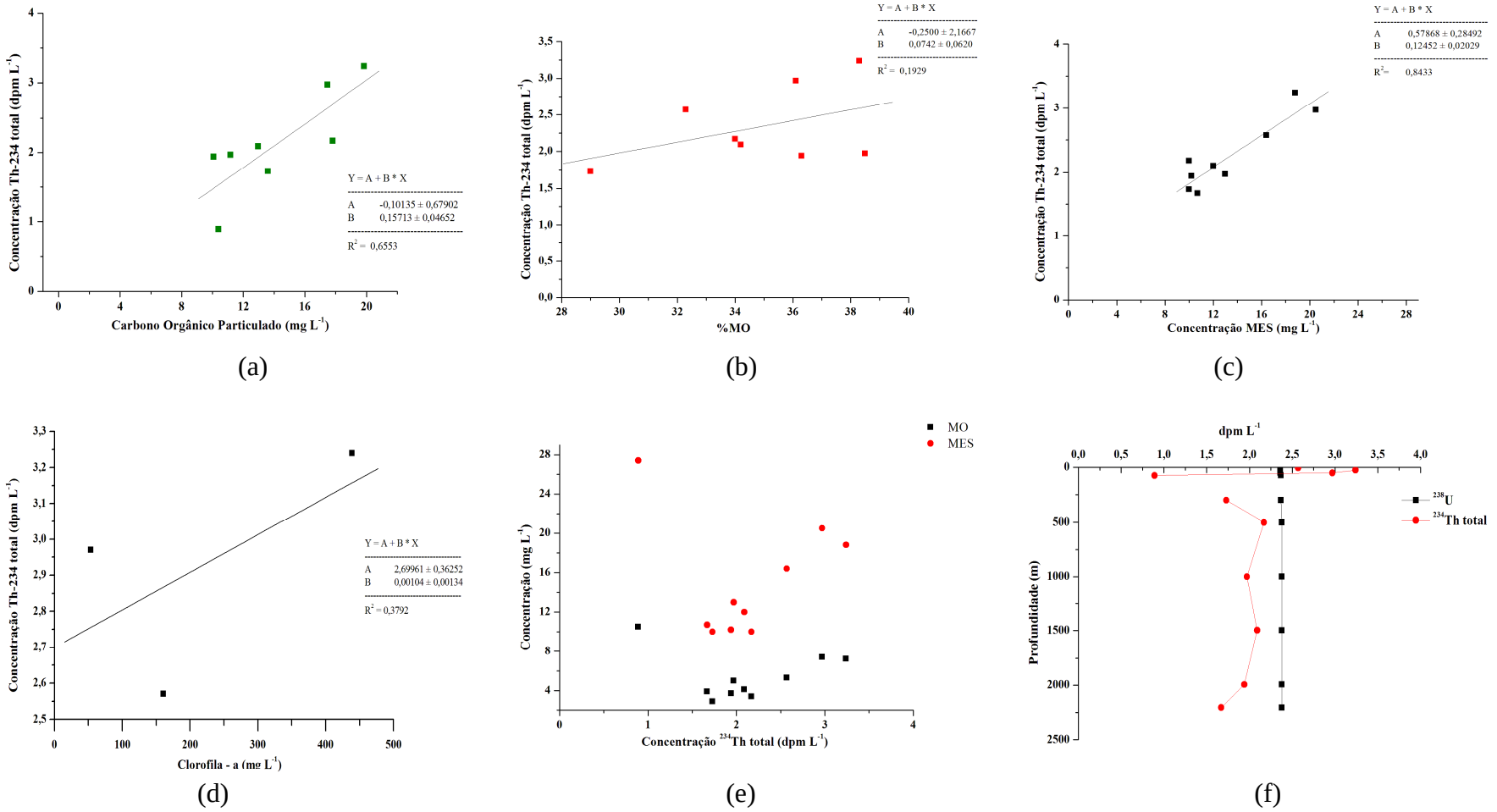

FIGURA 19 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 01**: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.

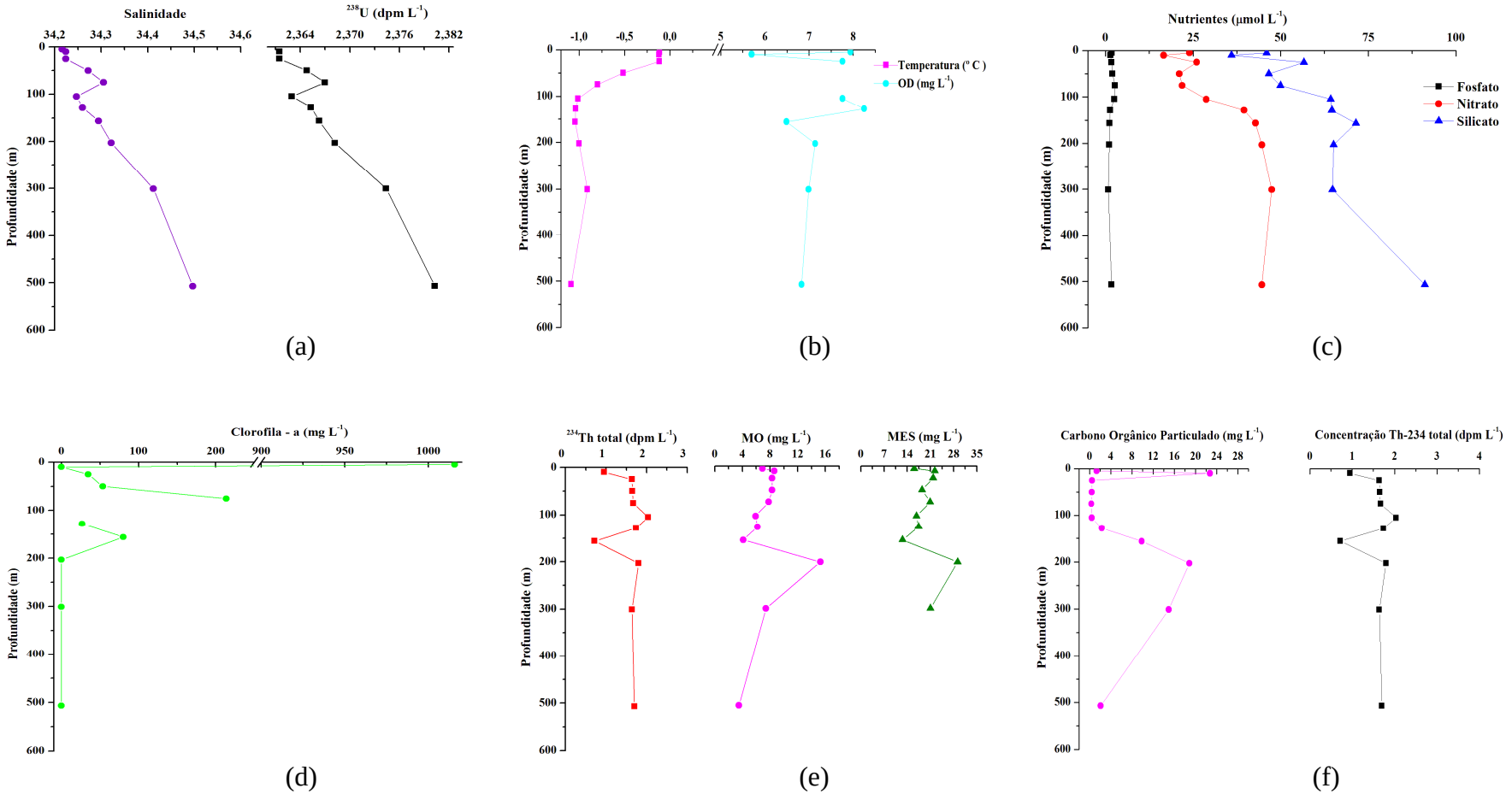

FIGURA 20 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 02**: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.

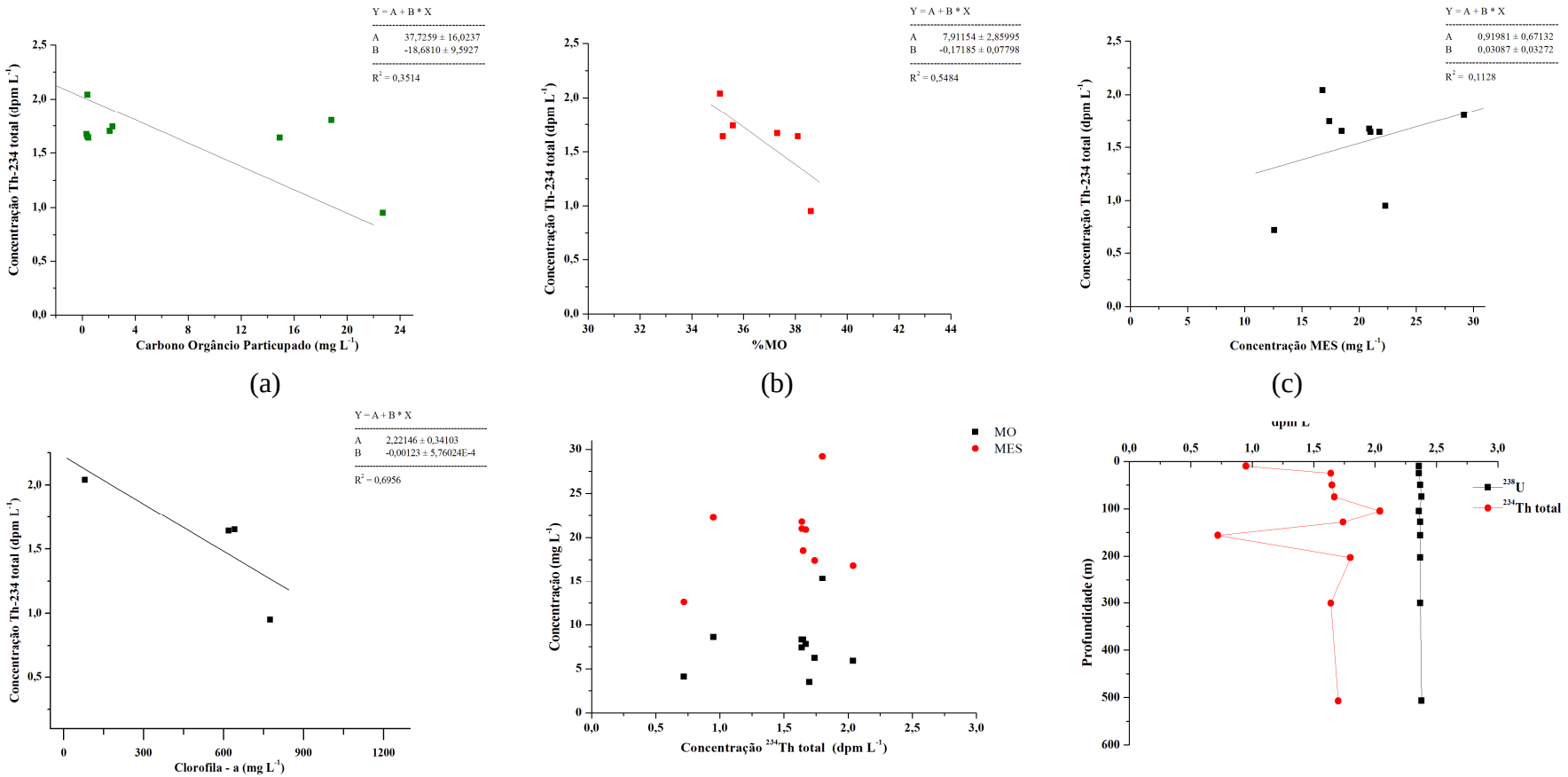

FIGURA 21 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 02**: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.

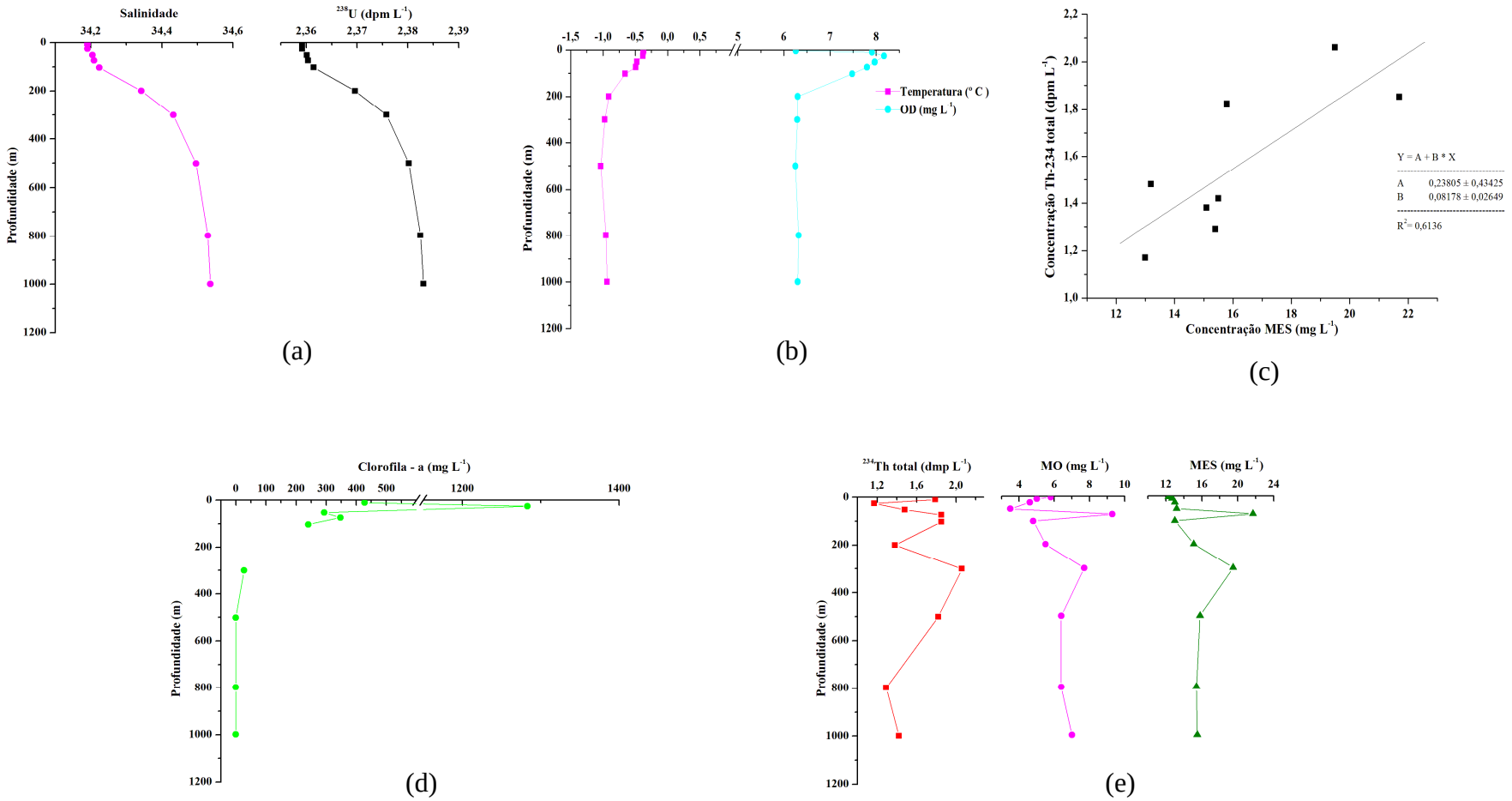

FIGURA 22 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 03**: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água.

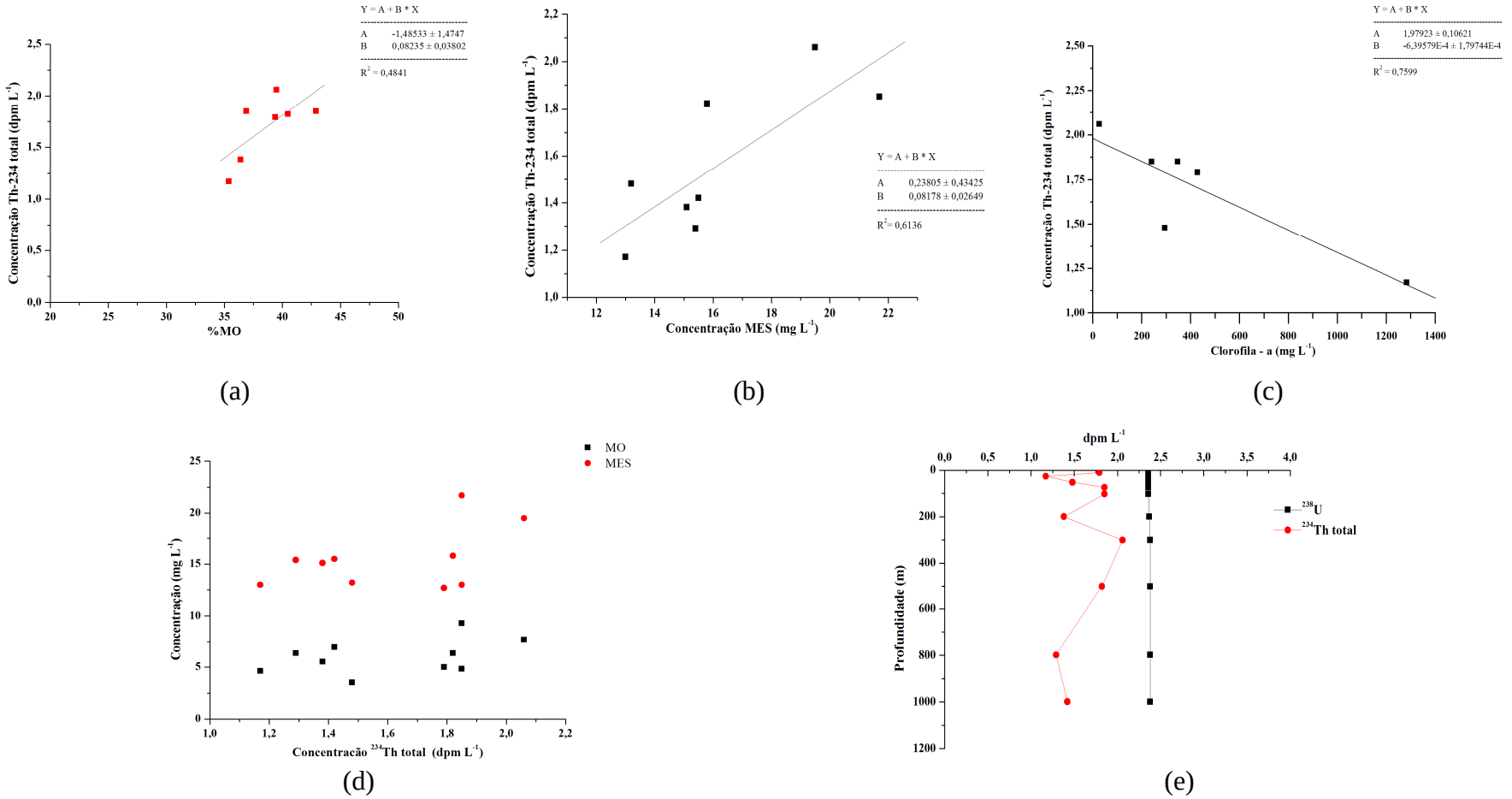

FIGURA 23 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 03**: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; d) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. e) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.

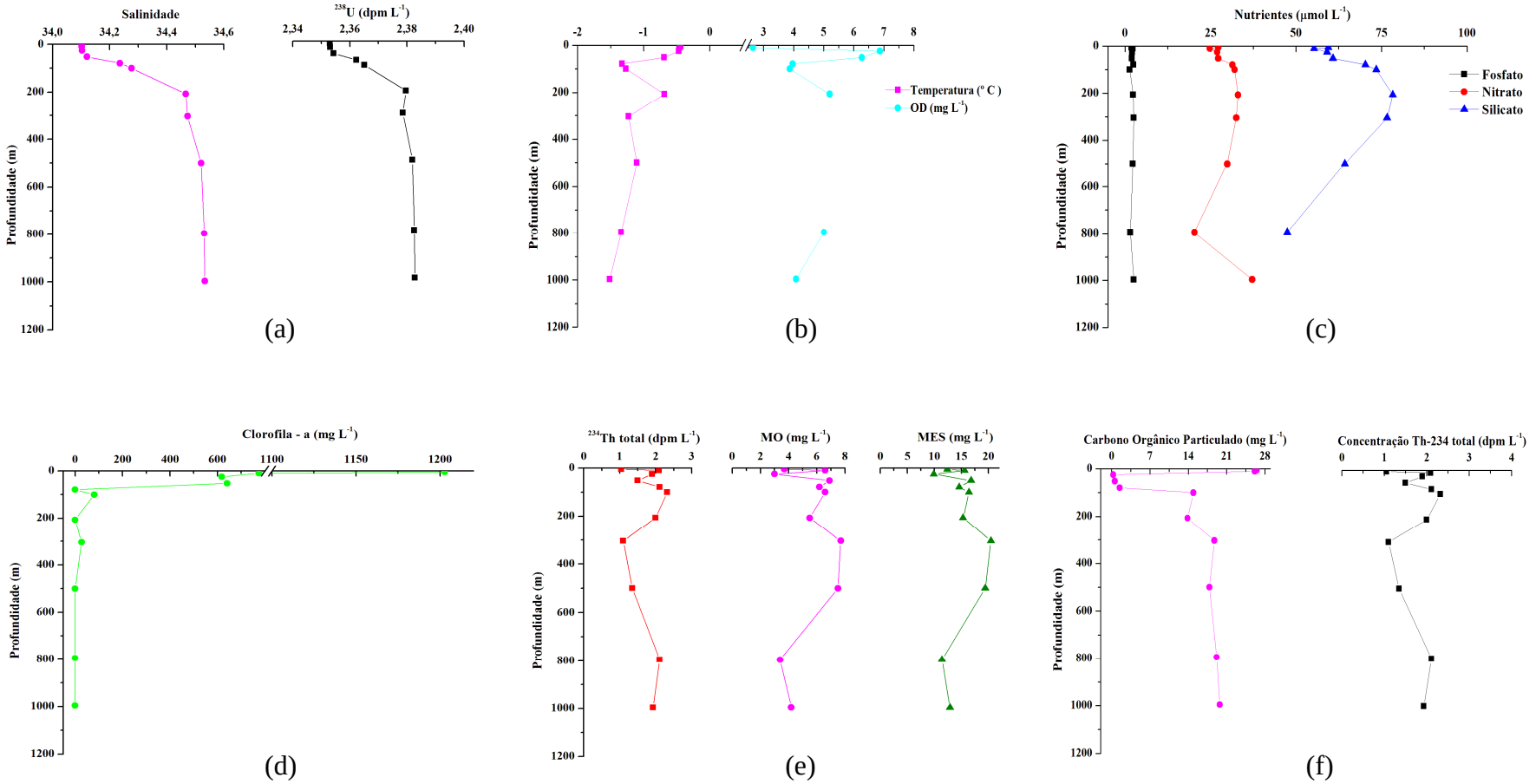

FIGURA 24 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 04**: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.

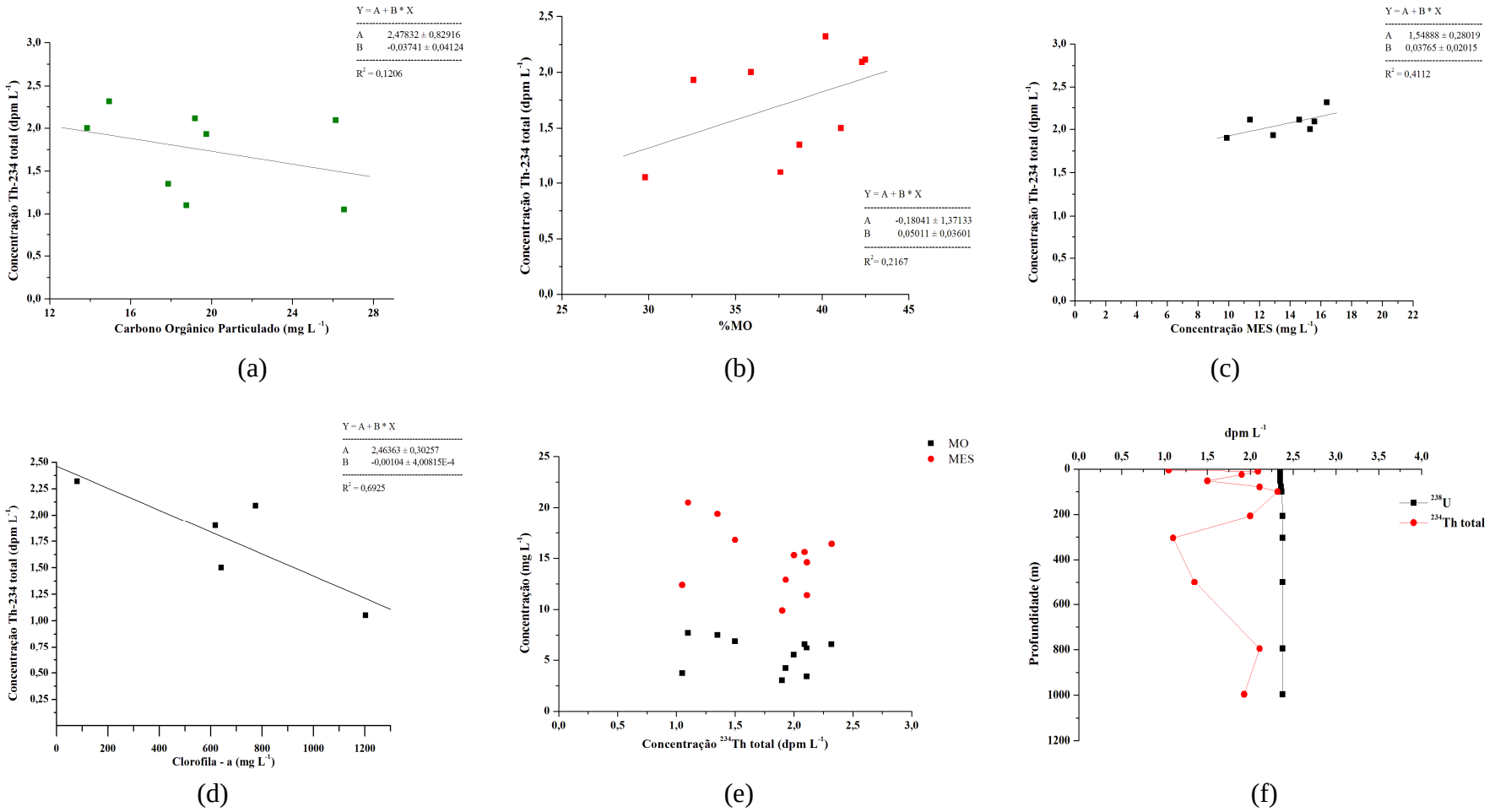

FIGURA 25 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 04**: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.

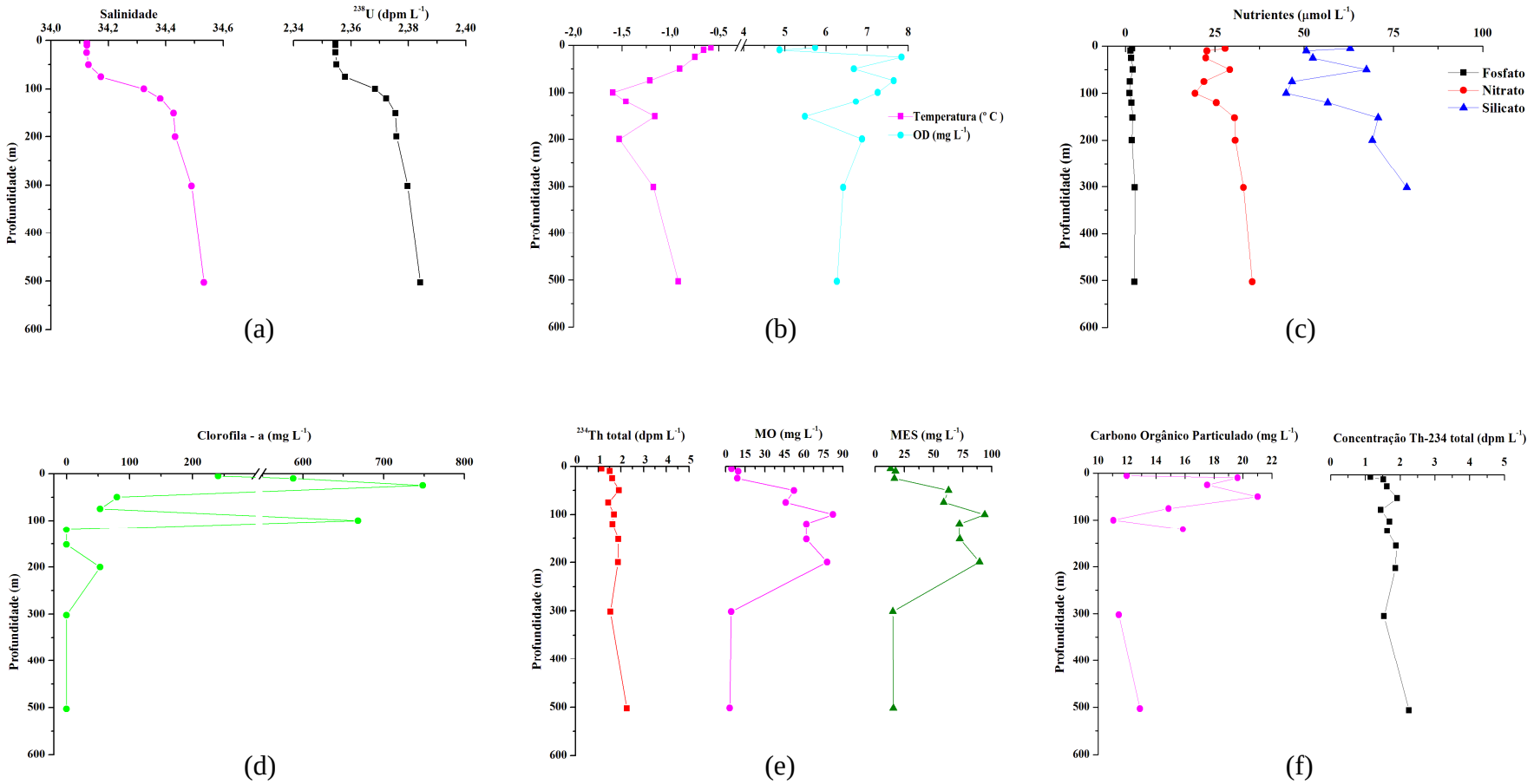

FIGURA 26 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 05**: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.

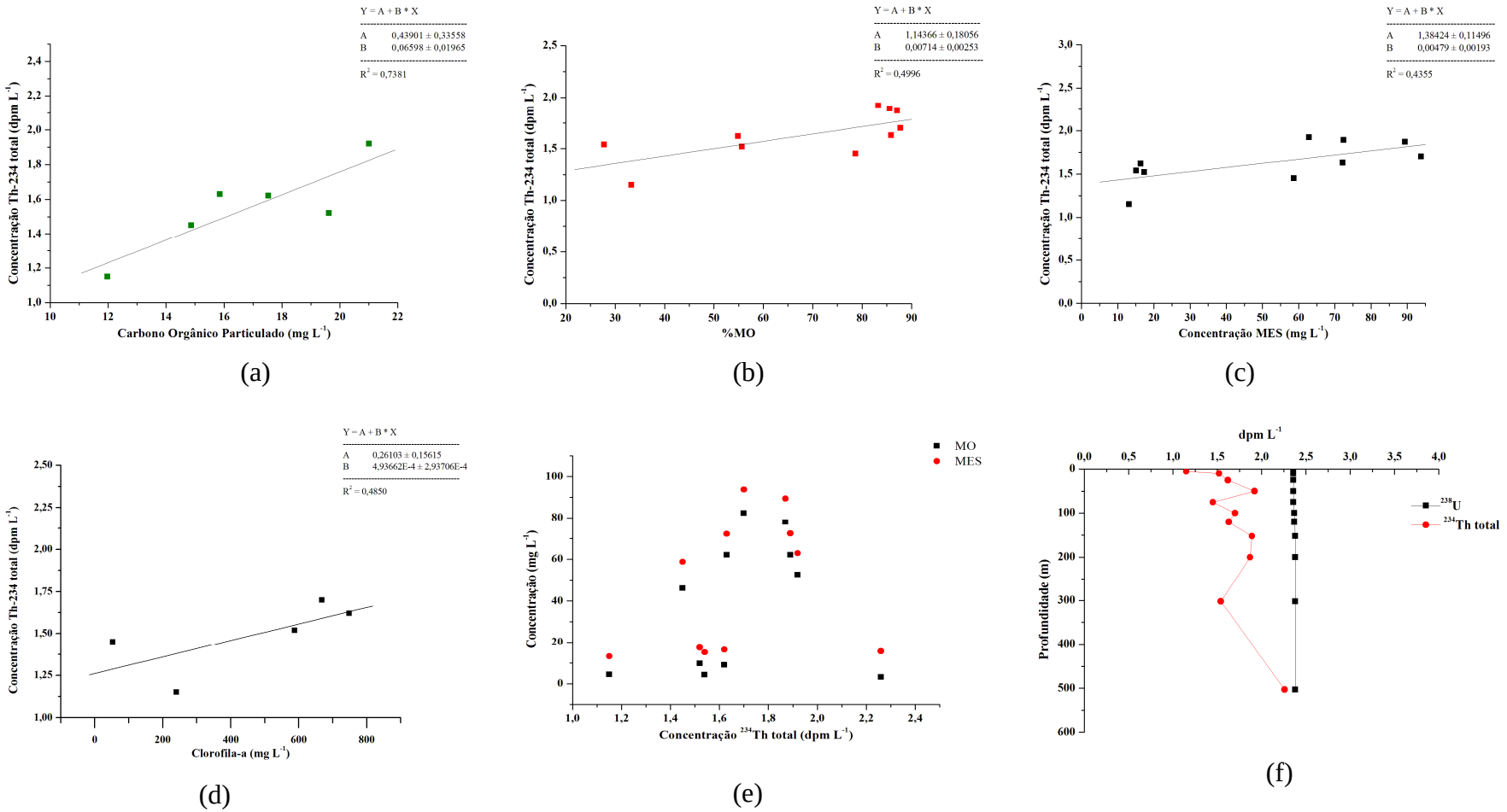

FIGURA 27 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 05**: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.

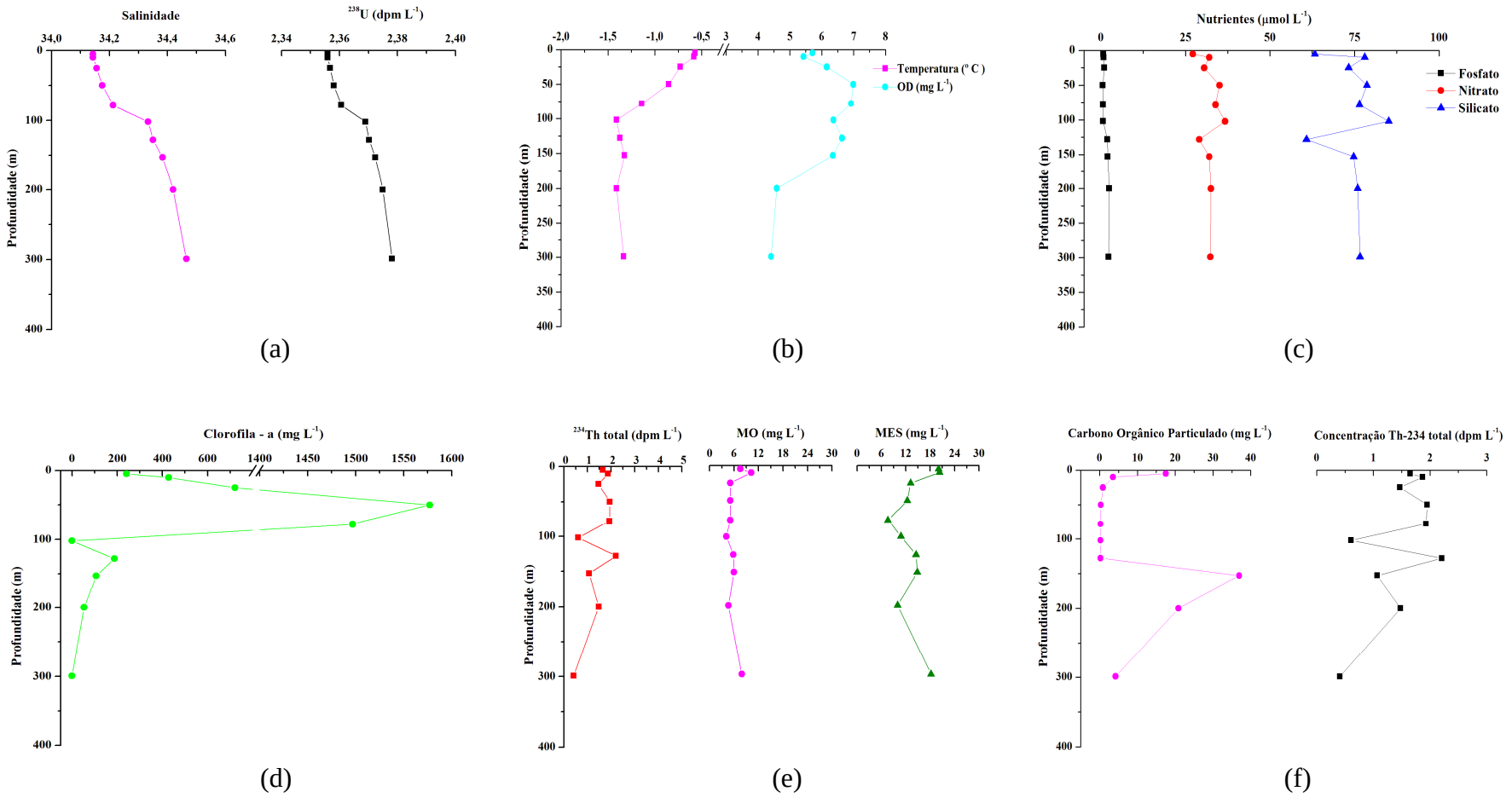

FIGURA 28 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 06**: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.

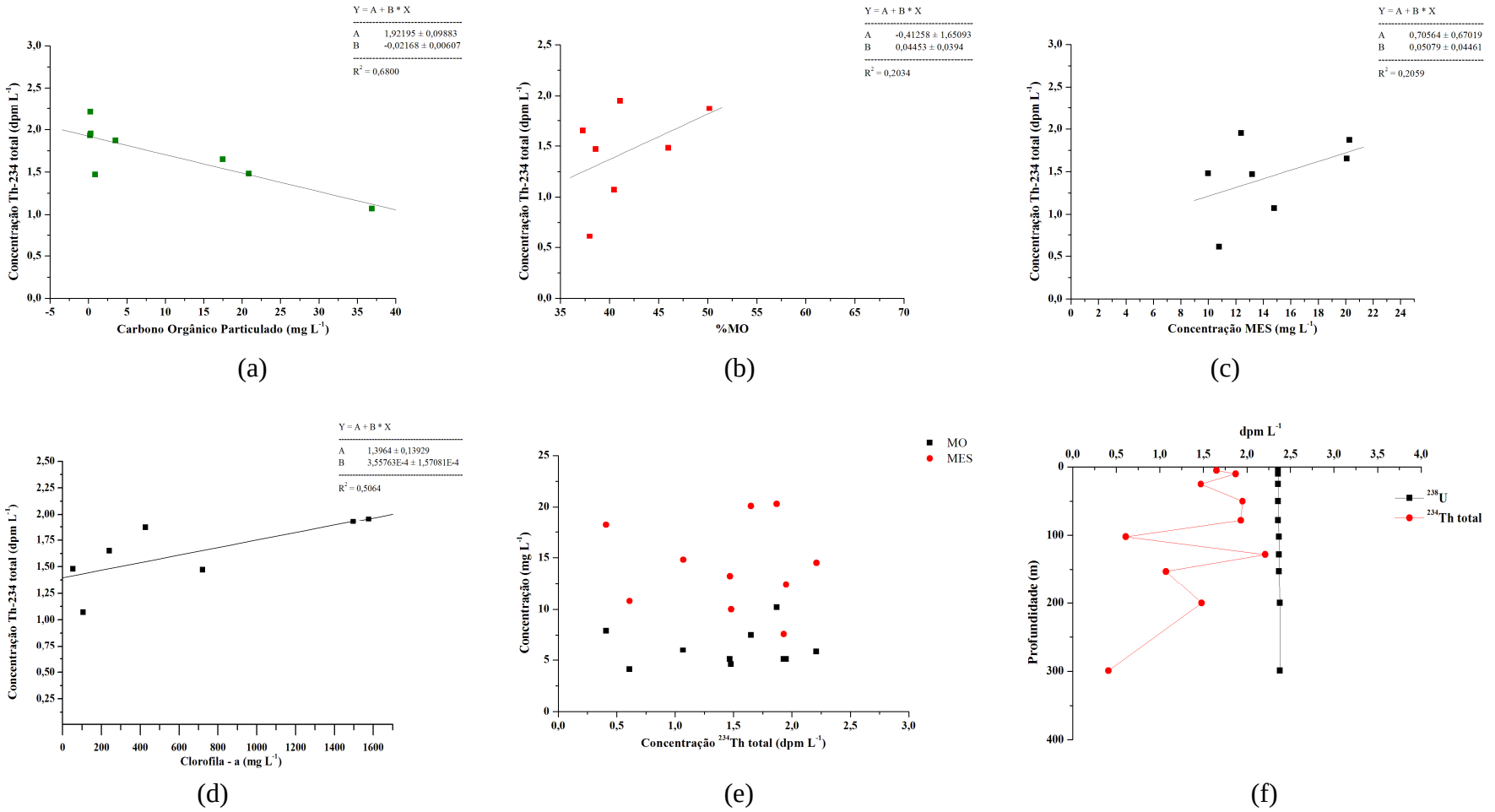

FIGURA 29 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 06**: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.

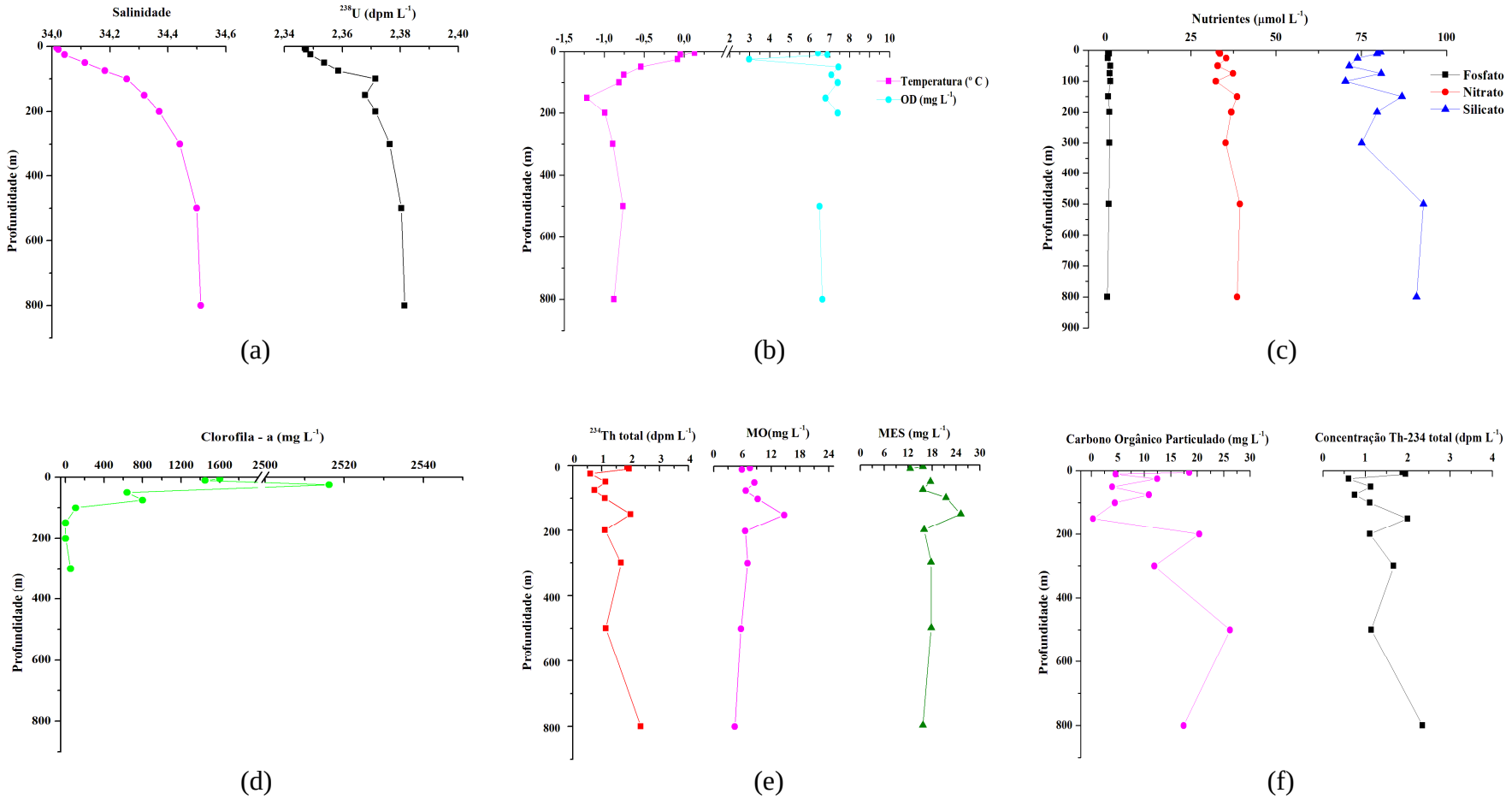

FIGURA 30 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 07**: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.

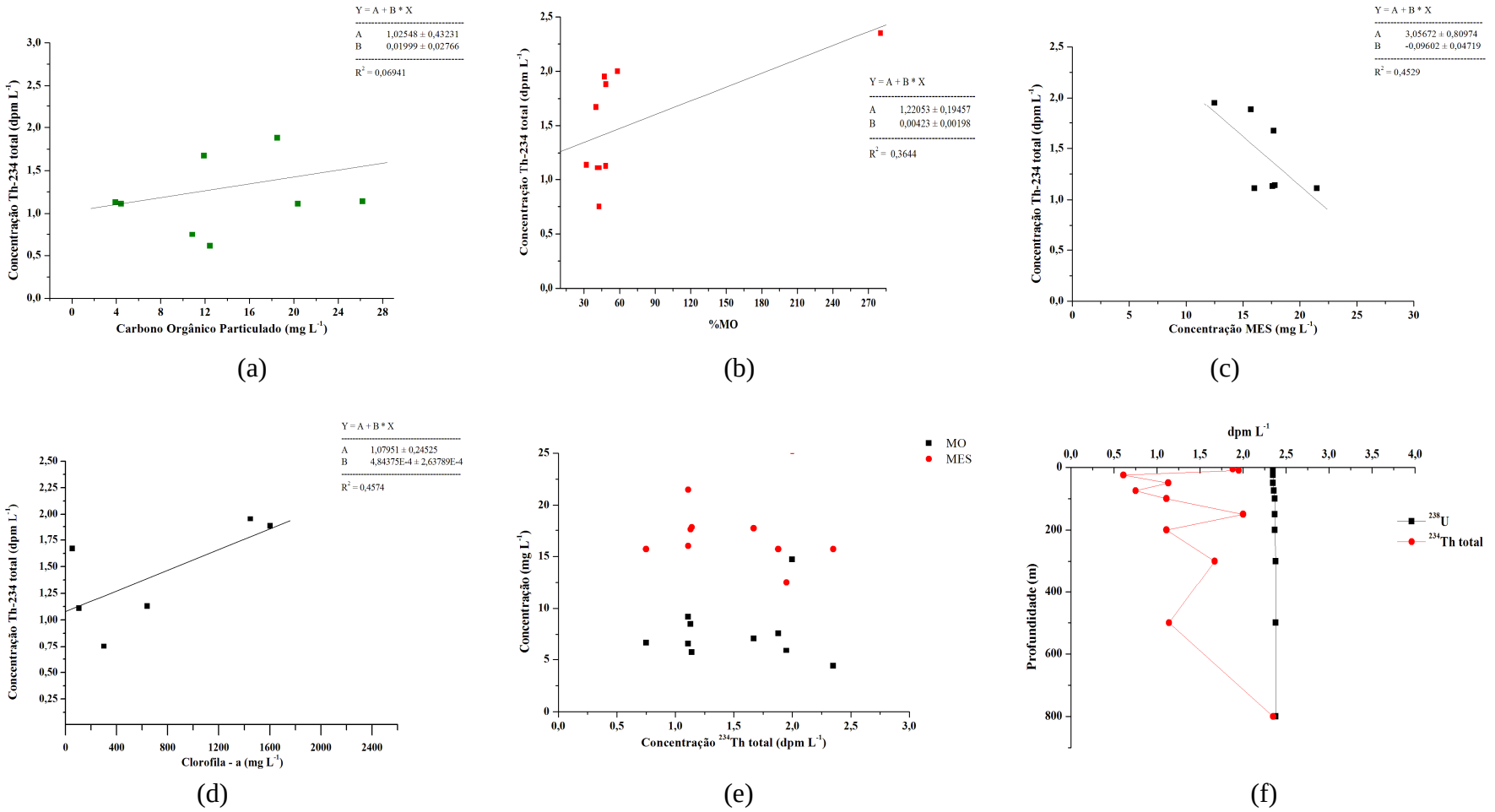

FIGURA 31 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 07**: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.

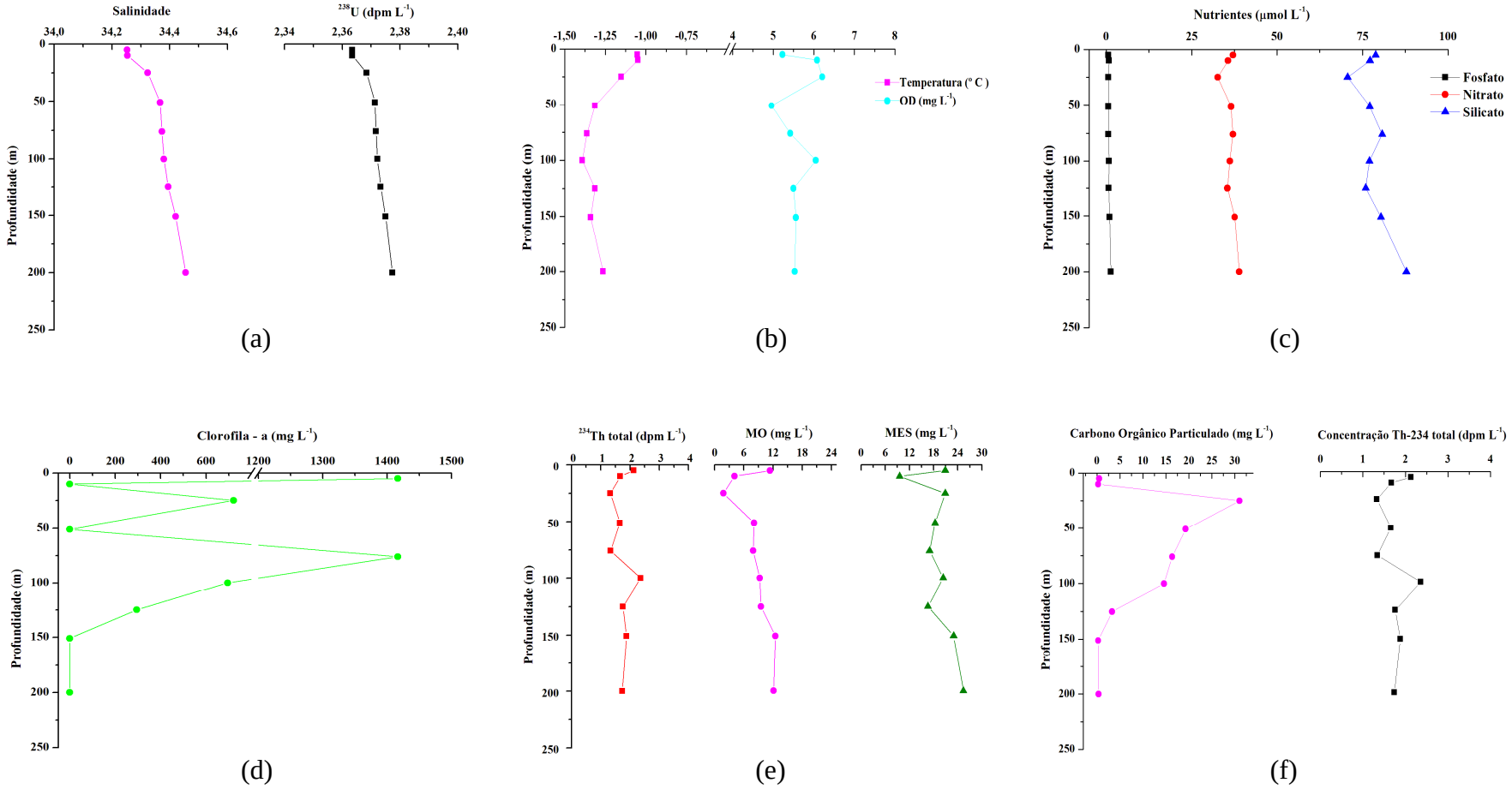

FIGURA 32 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 08**: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.

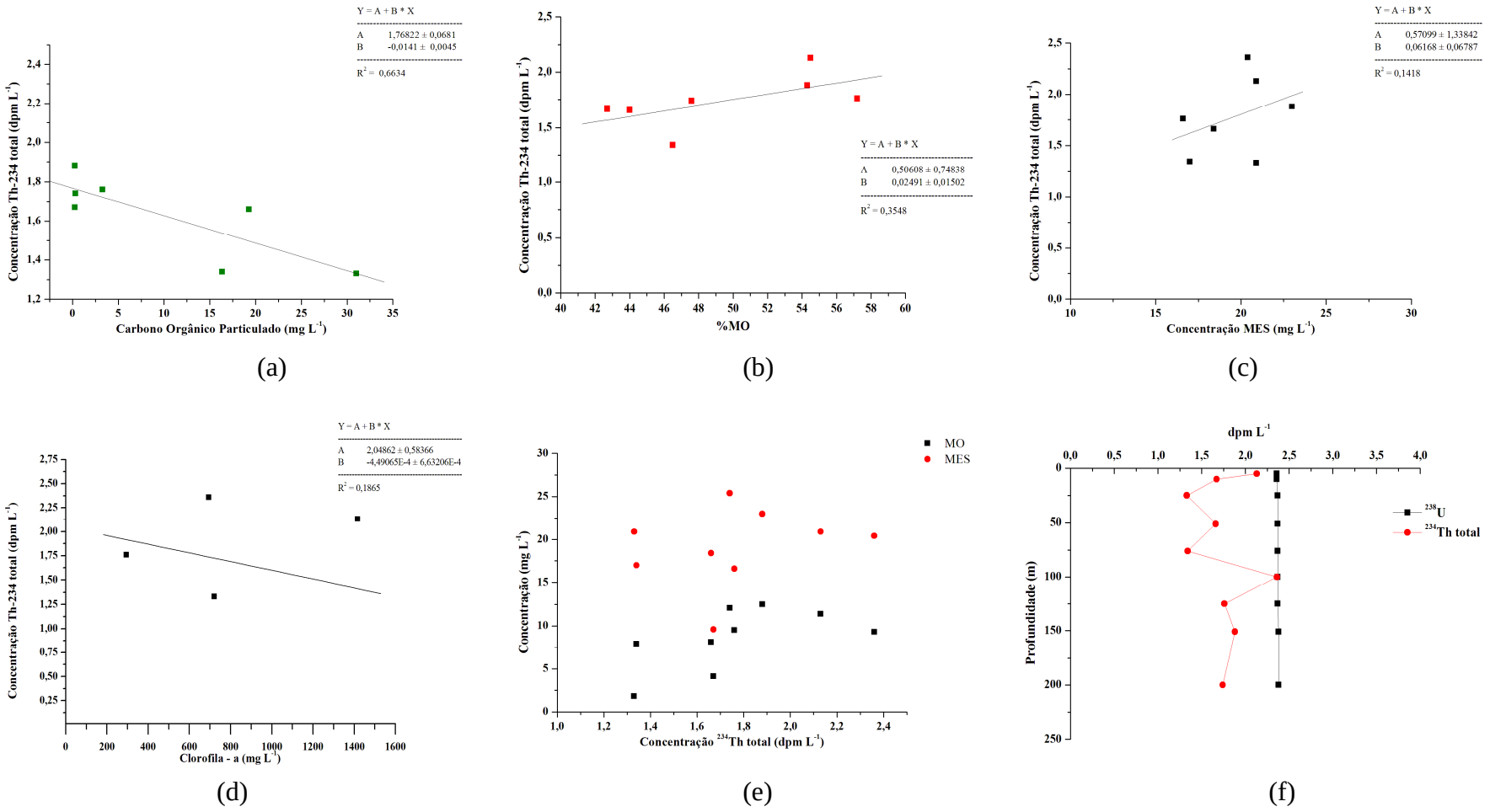

FIGURA 33 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 08**: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.

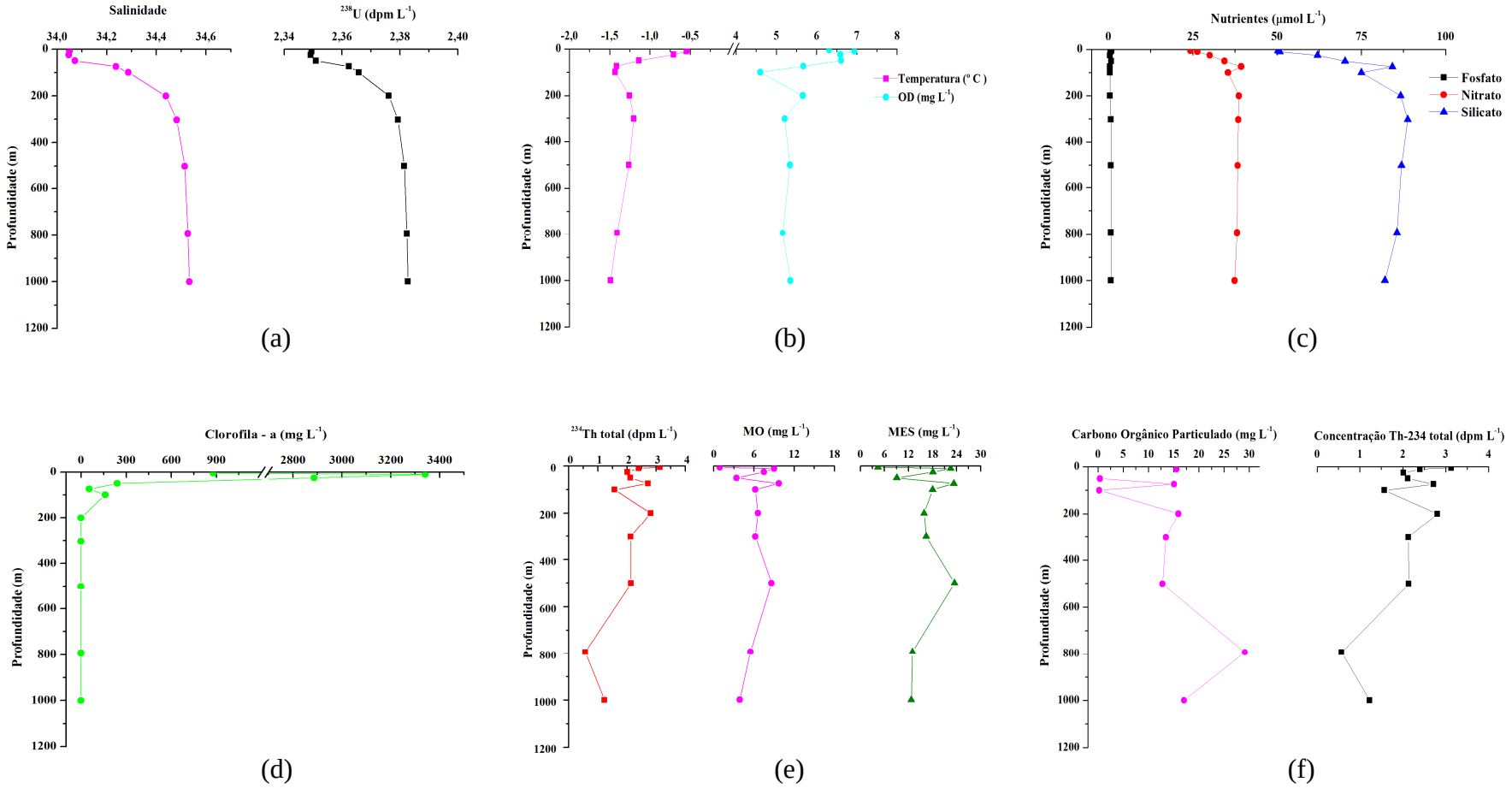

FIGURA 34 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 09**: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.

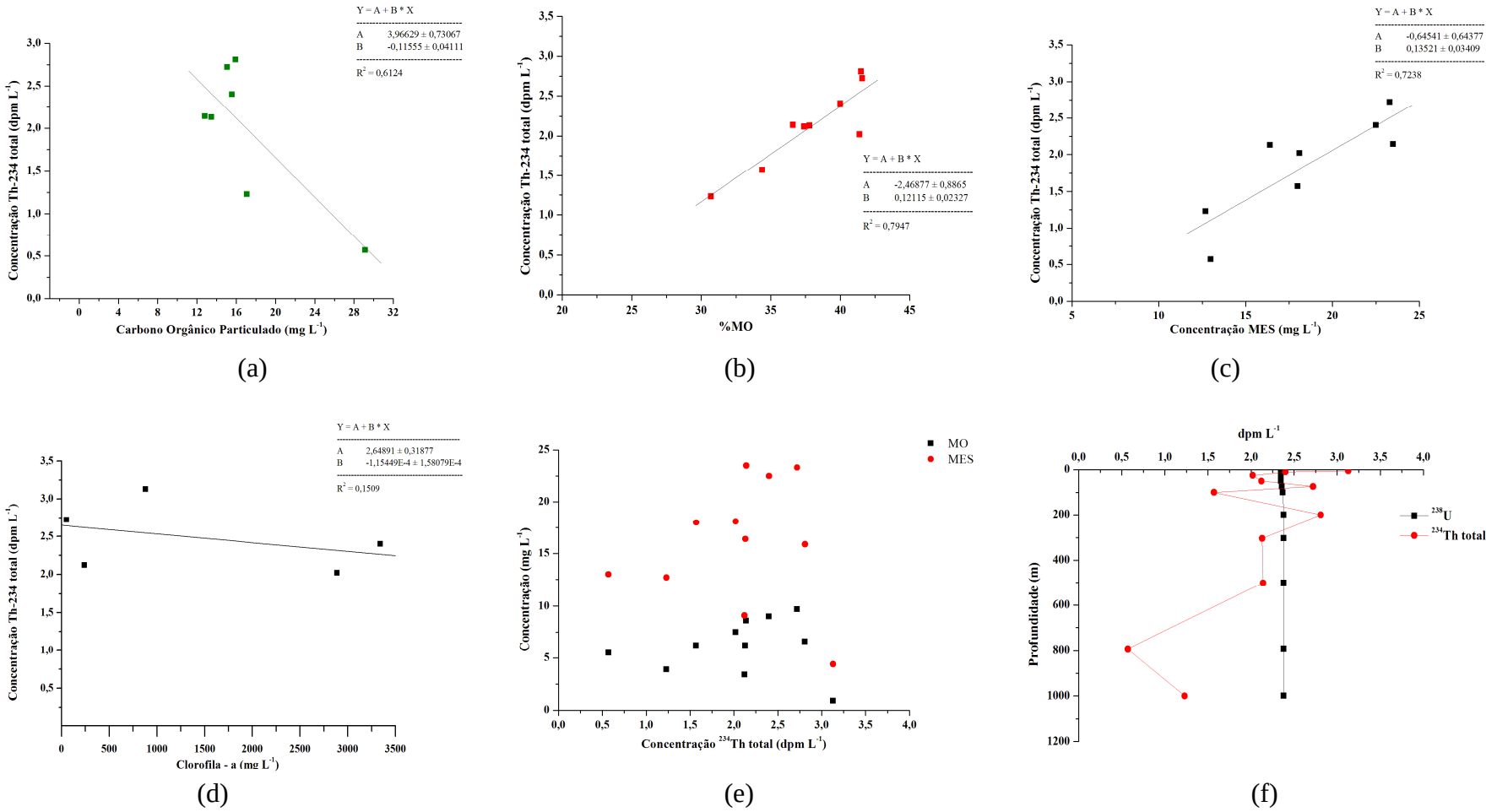

FIGURA 35 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 09**: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.

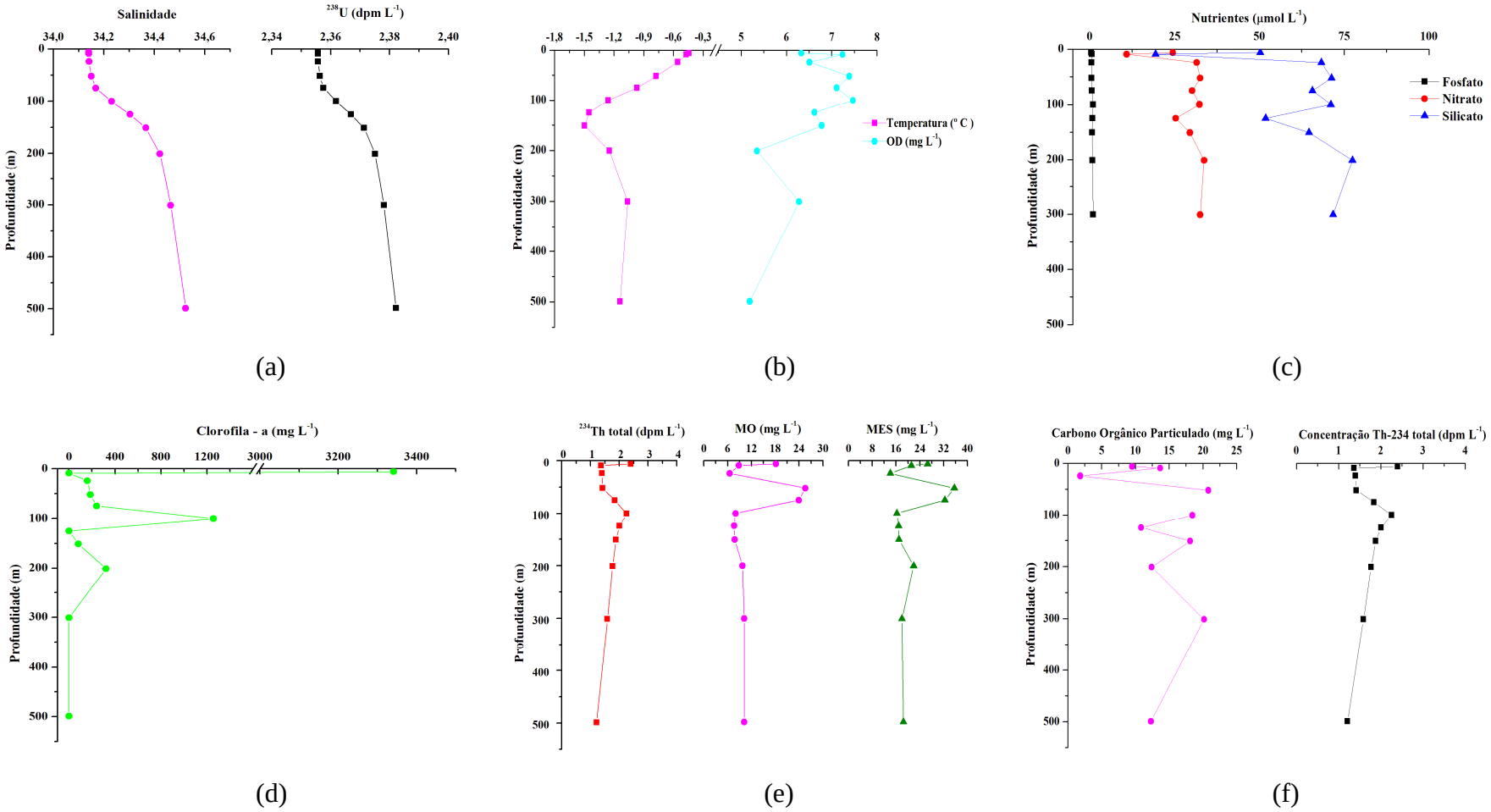

FIGURA 36 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 10**: a) salinidade e concentração de atividade do ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água; b) temperatura e concentração de oxigênio dissolvido c) concentrações de nutrientes em função da profundidade da coluna d'água; d) concentrações de clorofila-a em função da profundidade da coluna d'água; e) atividade de ^{234}Th total, concentrações de MO e MES em função da profundidade da coluna d'água; f) concentrações de carbono orgânico particulado e atividades de ^{234}Th total em função da profundidade da coluna d'água.

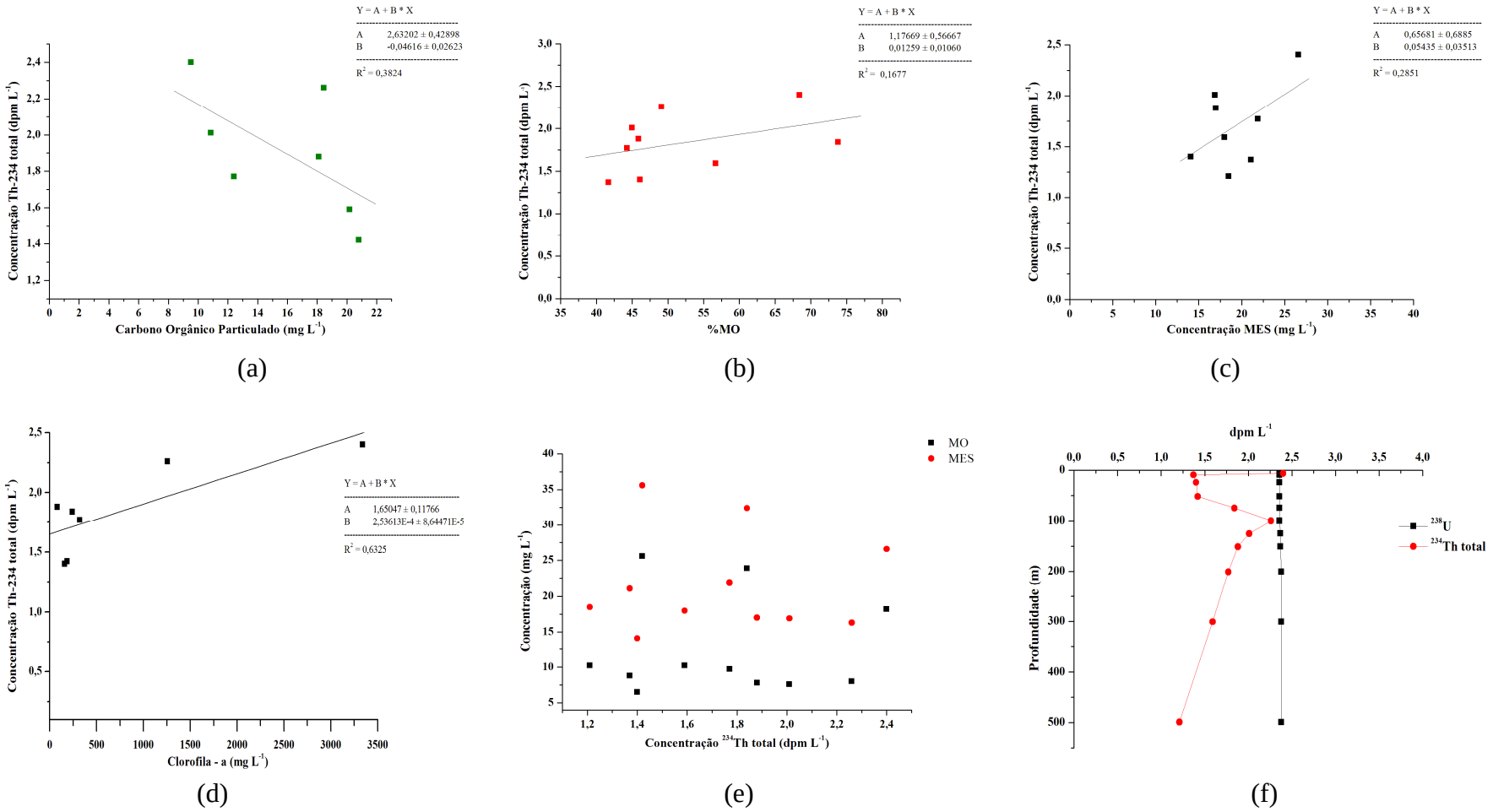

FIGURA 37 - Distribuições dos parâmetros estudados na **Estação 10**: a) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do carbono orgânico particulado; b) concentração de atividade de ^{234}Th total versus o percentual de MO; c) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração do MES ; d) concentração de atividade de ^{234}Th total versus a concentração de clorofila-a; e) concentrações de MO e MES versus as concentrações das atividades de ^{234}Th total. f) concentrações das atividades de ^{234}Th total e ^{238}U em função da profundidade da coluna d'água.

A partir dos resultados elencados nas **Tab. 2 a 21**, pode-se notar que nas 10 estações estudadas as concentrações de ^{238}U dissolvido variaram de 2,35dpm/ L à 2,38 dpm/ L. Na Estação 01 foi identificado o maior valor de concentração de ^{234}Th total de 3,24 dpm/ L aos 25 m de profundidade. A concentração mínima de ^{234}Th total foi determinada na Estação 06 (0,41 dpm/ L) aos 299 m de profundidade. Razões isotópicas ^{234}Th total/ ^{238}U maiores do que 1,0 (equilíbrio) foram observadas nas Estações 01, 09 e 10. Aumentos não conservativos das atividades de ^{234}Th total em relação às de ^{238}U dissolvido (resultando em razões de atividade > 1,0) podem ser representativos de vários processos, dentre os quais podemos mencionar: (a) baixa resolução do perfil vertical de 234Th; (b) processos de ressurgência e/ou ressuspensão; e/ou (c) outros aportes de ^{234}Th para o sistema, como por exemplo, aqueles provenientes do degelo e as algas associadas (Coppola *et al.* 2006).

Na **Tab. 22** pode-se verificar que durante o período de investigação as concentrações de atividade de ^{223}Ra nas águas superficiais variaram de 0,11 a 2,66 dpm/ 100 L, enquanto as concentrações de atividade de ^{224}Ra estiveram no intervalo de 0,91 a 26,1 dpm/ 100 L. Em ambos os casos, os maiores valores foram obtidos na Estação 03, situada cerca de 68 km da Ilha Rei George. A Estação 04, uma das mais próximas da costa, coincidentemente também apresentou concentrações aumentadas de ^{224}Ra e o valor de atividade mais alto de ^{228}Ra determinados no Estreito de Bransfield. As razões de atividade ^{223}Ra/ ^{224}Ra variaram de 0,06 a 0,16, o maior valor de razão de atividade tendo sido observado na Estação 07, a cerca de 10 km da Ilha Hoseanson (ponto mais próximo do continente em todo o trabalho).

As concentrações de atividade de ^{226}Ra variaram de 19,1 dpm/ 100 L a 43,3 dpm/100 L. O maior valor de ^{226}Ra foi observado na Estação 01 (Passagem de Drake), nas proximidades da Ilha Elefante. O intervalo de concentração de ^{228}Ra variou de 1,1 a 2,3 dpm/100 L. O maior valor da razão de atividade ^{228}Ra/ ^{226}Ra de 0,09 foi determinado na Estação 04, cujas águas superficiais apresentaram um dos valores mais baixos de salinidade reportados durante o estudo (assim como as Estações 07 e 09). Quando comparadas com outros resultados da literatura, as atividades de ^{226}Ra determinadas nas Estações 01 a 10 são características de Águas Sub-Antárticas Superficiais (SubAntartic Surface Water – SASW) de acordo com as classificações de Ku *et al.* (1970) e Ku & Lin (1976). Em virtude da sua meia-vida física muito menor e tempo de interação mínimo da

SASW com os sedimentos costeiros do Estreito de Bransfield, as atividade de ^{228}Ra foram relativamente baixas para a região estudada. Concentrações de atividade de ^{228}Ra variando no intervalo de 0,1 a 0,2 dpm/ 100 L foram reportadas para o Fronte Polar Antártico (Kaufman *et al.*, 1973). Contudo, as amostras coletadas próximas das ilhas apresentaram enriquecimentos significativos de ^{228}Ra em relação aos valores de fundo da SASW (1,1 a 2,3 dpm/ 100 L), apesar de os valores absolutos serem baixos quando comparados aos teores de ^{228}Ra determinados em outras regiões costeiras do mundo (Rama & Moore, 1996; Moore, 1997; Moore & Oliveira, 2008).

No caso das concentrações de atividade de ^{223}Ra e ^{224}Ra, até o presente momento, os dados obtidos ao longo das estações hidroquímicas estabelecidas no Estreito de Bransfield parecem inéditos. Não foram encontrados outros dados para avaliação na literatura, exceto resultados das atividades de ^{223}Ra e ^{224}Ra nas adjacências das Ilhas Crozet (Charette *et al.*, 2007), onde as atividades de ^{223}Ra nas águas de superfície variaram de 0,002 a 0,520 dpm/ 100 L e as de ^{224}Ra estiveram no intervalo de 0,89 a 4,7 dpm/ 100 L. Assim como evidenciado para o ^{228}Ra, as atividades de ^{223}Ra e ^{224}Ra foram relativamente inferiores àquelas observadas em outros ambientes costeiros (Moore, 2008; Charette et al., 2001; Moore & Oliveira, 2008), porém, são da mesma ordem de grandeza dos observados em outros sistemas insulares de origem vulcânica.

Considerando-se os resultados das razões isotópicas ^{223}Ra/ ^{224}Ra e ^{228}Ra/ ^{226}Ra, observou-se uma predominância dos isótopos naturais de Ra da série natural do ^{238}U na maior parte das amostras, em comparação com os da série do ^{232}Th e ^{235}U. Esta distribuição que é uma função da litogeologia local é inversa daquela normalmente reportada nas regiões costeiras do Sudeste do Brasil (Burnett *et al.*, 2008; Moore & Oliveira, 2008)

Os valores de temperatura das amostras de água variaram de -1,59ºC (observados aos 100 m de profundidade na Estação 5) à 0,13ºC (observados na água de superfície na Estação 7). Na Estação 8, os registros de temperatura estiveram abaixo de -1,0 ºC em todos os níveis de profundidade estudados. Os menores valores de salinidade foram encontrados nas águas superficiais das Estações 07 e 09. O intervalo de variação da salinidade foi de 34,02 (observado na água superficial da Estação 07) à 34,54 aos 999 m da

Estação 03. Nas **Fig. 18 a 37** pode-se verificar que as águas analisadas em sua maioria se encontram abaixo dos 0ºC de temperatura e de 34,60 de salinidade.

O maior valor da concentração de oxigênio dissolvido encontrado foi de 9,07 ml/L aos 75 m de profundidade na Estação 01. O valor de mínimo foi igual a 2,65 ml/L nas águas de superfície da Estação 04. As concentrações de fosfato variaram de 0,44 μmol/ L aos 74 m de profundidade na Estação 09 a 2,75 μmol/ L aos 75 m na Estação 02. Todos os valores de fosfato obtidos na Estação 09 estiveram abaixo de 1,0 μmol/ L. O valor das incertezas combinadas para a medida das concentrações de fosfato foi 2 % (2σ)

As concentrações de nitrato variaram de 10,9 μmol/ L aos 9 m na Estação 10 a 51,5 μmol/ L aos 104 m na Estação 1. Os valores de nitrito estiveram sempre baixos, sendo o menor valor igual a 0,05 μmol/ L aos 302 m na Estação 05 e aos 299 m na Estação 06; o maior valor igual a 0,47 μmol/ L foi medido aos 9 m na Estação 10. As concentrações de silicato estiveram entre 19,4 μmol/ L na profundidade de 9 m da Estação 10 e 108 μmol/ L na Estação 01 aos 1.993 m. Os valores das incertezas combinadas para a medida das concentrações de nitrato, nitrito e silicato foram de 10%, 2% e 10%, respectivamente (2σ).

A Estação 05 apresentou os maiores valores de material em suspensão - MES (93,8 mg/L) e matéria orgânica - MO (82,4 mg/ L) aos 100 m de profundidade. O menor valor de MES de 4,4 mg/L foi obtido aos 5 m na Estação 09; o valor de mínimo de MO de 1,8 mg/L foi determinado aos 25 m de profundidade na Estação 08. Os resultados da concentração de clorofila-a oscilaram de 26,7 mg/ L a 3.341 mg/ L. Valores elevados da razão POC/clorofila-a em alguns níveis de profundidade podem sugerir a presença de matéria orgânica degradada.

CAPÍTULO 6 - DISCUSSÃO

As águas frias e densas que recompõe os oceanos profundos são de origem polar. No hemisfério Sul, a água densa formada ao redor do continente Antártico se espalha ao longo do assoalho oceânico em direção ao Norte. Desta forma, o conhecimento de sua taxa de formação e exportação para regiões de baixas latitudes é fundamental para os estudos de circulação termohalina em escala global. Uma das regiões de formação de águas de fundo ocorre nas proximidades da Península Antártica.

Considerando-se os resultados apresentados no Capítulo 04, podemos verificar que, devido ao degelo intensificado do verão e aos padrões de circulação, os resultados dos parâmetros físicos mostraram baixos valores de temperatura e salinidade nas águas de superfície. Foi identificada a formação de uma termoclina tênue próxima à superfície em todas as estações, com os menores registros de temperatura na Estação 05 e os maiores na Estação 07. A presença de uma haloclina bem marcada também foi evidenciada próxima à superfície em todas as estações. De acordo com os perfis de salinidade representados nas **Fig. 18 a 37** é possível visualizar um gradiente crescente de salinidade em função da profundidade. No entanto, é interessante observar um comportamento diferenciado na Estação 02 ao nível de 75 m, onde foi registrada uma concentração maior quando comparada com a observada no nível de 105 m.

Nos perfis verticais correspondentes às Estações 01, 03, 04, 07 e 09, cujas características estão apresentadas nas **Tab. 2 a 21**, onde foi possível amostrar águas em maior profundidade, observou-se a nítida diferenciação hidroquímica das águas de superfície, da região intermediária e das águas de fundo. Devido às baixas salinidades e temperaturas, condições que naturalmente favorecem o aumento da dissolução dos gases, foi possível encontrar águas bastante oxigenadas na região estudada. Os menores registros de oxigênio dissolvido foram observados na Estação 04, próxima às margens das Ilhas Greenwich e Livingstone. Nestes locais foram verificados os valores mais baixos de oxigênio nas águas de superfície até cerca de 10 m de profundidade, e no intervalo de 79 m aos 100 m de profundidade, respectivamente. Na maioria das estações, os valores de oxigênio marcaram a presença de uma camada de mínimo identificada acima dos 200 m de profundidade. No entanto, é importante observar que na estação mais profunda (Estação

01), houve grande variação ao longo da coluna d'água, demonstrando a ocorrência de vários processos físicos, químicos e biológicos.

As concentrações dos nutrientes principais (N, P e Si) (**Tab. 2 a 21**) são geralmente elevadas na região Antártica, onde os fatores limitantes luz, temperatura e presença de micronutrientes, podem influenciar a formação da matéria orgânica viva. A riqueza em elementos-traço nos solos Antárticos implica em lixiviação e escoamento superficial de material para a água durante o processo de degelo, permitindo a ciclagem desses elementos e seu fornecimento para o oceano. O fósforo pode apresentar um aporte aumentado no ambiente aquático tanto pelo intemperismo do solo e rochas Antárticas, quanto pela lavagem do guano (excremento de aves), que pode ser avaliado na forma de fosfato. As concentrações de fosfato variaram de 0,44 a 2,75 µmol/ L. Os maiores valores de fosfato foram observados na Estação 02, aos 75 m de profundidade (**Tab.4**). As Estações 08, 09 e 10 apresentaram baixas concentrações de fosfato, enquanto a Estação 04 apresentou a maioria dos valores acima de 2,0 µmol/ L. Valores de fosfato maior que 2,0 µmol/L em regiões de baixa influência antrópica são raros, e evidenciam neste caso, o aporte terrestre da lavagem do guano pelo escoamento superficial.

A Estação 01 apresentou as mais altas concentrações de nitrato, variando de 43,85 µmol/L à 51,49 µmol/L. Na Estação 02, também foram encontrados valores aumentados de nitrato abaixo dos 156 m de profundidade. Isso revela a formação de Águas Antárticas Profundas, ricas em compostos nitrogenados inorgânicos.

O valor mais elevado de silicato foi determinado na Estação 01 aos 1.993 m de profundidade. Também observou-se um aumento nas concentrações de silicato nas águas de fundo das Estações 01, 02, 05, 07 e 08. Altas concentrações de silicato evidenciam o aporte terrestre via erosão e degelo e a formação de águas profundas enriquecidas.

As concentrações de clorofila-a mostraram valores acentuados entre os 10 m e 75 m de profundidade, mostrando a ocorrência do *bloom* de fitoplâncton comum no período da amostragem de verão.

Observou-se em todas as estações que a maior parte do material particulado em suspensão (MES) detém menos de 50% da matéria orgânica particulada, com exceção da

Estação 05, onde entre as profundidades 50 m e 200 m a matéria orgânica particulada representa mais de 80% do MES, e da Estação 10, na qual acima dos 100 m observou-se alta representatividade da matéria orgânica. A partir dos perfis de distribuição dos parâmetros ^{234}Th total, M.O. e MES estudados em todas as estações (**Fig. 18 a 37**) é possível verificar, com exceção da Estação 06, a similaridade entre as distribuições de ^{234}Th total, da matéria particulada em suspensão e da matéria orgânica, principalmente a partir dos 200 m de profundidade. As razões de atividade ^{234}Th total/ ^{238}U próximas a 1,0 indicam baixos fluxos de material particulado exportado, enquanto que valores próximos a 0,6 na zona eufótica indicam grandes fluxos. Contudo, notou-se variabilidade espacial entre os perfis de todas as estações. Infelizmente, em virtude de apenas uma única amostragem ter sido realizada, não pode ser feita nenhuma comparação em função da sazonalidade. Quase todos os perfis verticais de ^{234}Th mostram camadas de cerca de 20 m a 30 m de aumento da sua atividade logo abaixo do máximo de clorofila-a, associados a remineralização de partículas e resultando num decréscimo do fluxo neste nível de profundidade.

Foi observada uma similaridade na distribuição de carbono orgânico particulado e o ^{234}Th total na Estação 01. Na Estação 06, verificou-se um pico de ^{234}Th total e de carbono orgânico particulado entre os 100 m e 200 m, com posterior diminuição até 300 m. As Estações 08 e 10 não apresentaram similaridades na distribuição destes dois parâmetros, e na Estação 09 a similaridade ocorreu até os 500 m de profundidade.

A análise estatística das distribuições das concentrações de atividade de ^{234}Th total versus material particulado em suspensão (MES), percentual de matéria orgânica, clorofila-a e carbono orgânico particulado não apresentaram boas correlações entre si. Os melhores valores do coeficiente R^2 encontrados estiveram entre 0,7 e 0,8. As distribuições das atividades de ^{234}Th total versus MES que apresentaram as melhores correlações foram obtidas nas Estações 01 e 09, respectivamente. A Estação 09 também apresentou a melhor correlação das distribuições das concentrações de atividade de ^{234}Th total versus percentual de matéria orgânica, que foi de aproximadamente 0,8. As distribuições das concentrações de atividade de ^{234}Th total versus clorofila-a que apresentaram melhores coeficientes de correlação foram obtidas nas Estações 02, 03 e 04, embora o coeficiente R^2 determinado em tais correlações não tenha ultrapassado o valor de 0,7. A Estação 05 apresentou a

melhor correlação para a distribuição das concentrações de atividade de ^{234}Th total versus carbono orgânico particulado, que foi de 0,74.

A similaridade da distribuição entre salinidade e ^{238}U já era esperada. No entanto, é importante observar um pico incomum em torno dos 100 m de profundidade na Estação 07, e um valor maior de temperatura comparado com as outras estações nessa mesma profundidade. Isso mostra a influência de águas termais que podem ter modificado as condições hidroquímicas das águas de superfície acima dos 100 m. Nesta estação também se observou uma alta concentração de ^{234}Th total nas águas superficiais, o menor valor de salinidade foi registrado, e ainda observou-se alta concentração de silicato, evidenciando o aporte de águas continentais associadas ao degelo. Na Estação 07 também foram detectados valores aumentados de clorofila-a nas águas de superfície, o que pode estar associado à contribuição de águas oriundas do Estreito de Guerlache. Apesar de termos obtido poucos resultados a respeito das concentrações de Fe e Al nas águas estudadas, nas Estações 05 e 07 foram observados sinais de Fe e Al ligeiramente aumentados, denotando novamente aporte de degelo ou ressurgência.

A Estação 08 é a mais próxima da Península Antártica, e apresentou uma concentração de ^{234}Th total praticamente igual à do ^{238}U na superfície (equilíbrio) e alta concentração de silicato, suportado pelo aporte de água doce para este local.

O equilíbrio radioativo entre ^{234}Th total e ^{238}U nas Estações 01 e 05 ocorreu em torno dos 500 m de profundidade. Nas Estações 02, 06, 08 e 10 o equilíbrio radioativo ocorreu em torno dos 100 m. Nas Estações 04 e 07 observou-se a condição de equilíbrio aos 100 m e também aos 800 m de profundidade. Na Estação 03 o equilíbrio ocorreu aos 301 m. Não foi observado equilíbrio radioativo na Estação 09.

Os valores da razão ^{234}Th total /^{238}U maiores do que 1,0 foram observados nas águas superficiais, acima da termoclina, nas Estações 01, 09 e 10. Estes dados podem apoiar a hipótese da existência de algas associadas às águas próximas às regiões de degelo, indicando o *input* de material enriquecido em ^{234}Th em águas polares. O ^{234}Th após a sua formação a partir do decaimento de ^{238}U, adsorve em material extracelular polimérico (EPS – *extracellular polymeric substances*) produzidos por organismos na água do mar. O déficit de ^{234}Th que ocorre em águas profundas deve sinalizar a combinação da exportação

vertical de partículas e os processos de troca com os sedimentos de fundo. A dinâmica destes elementos em seu deslocamento vertical associados às características tróficas e hidroquímicas da coluna d'água permitem o avanço no estudo da remoção do carbono para águas profundas a partir das águas de intensa produção biológica, o que representaria a melhor contribuição para a efetiva remoção do carbono em excesso e de origem antrópica inserido no sistema atmosférico.

6.1. Cálculo dos fluxos de material particulado exportado derivados dos perfis verticais de ^{234}Th total ao longo da coluna d'água

A magnitude dos fluxos de material particulado exportados no oceano é freqüentemente derivada do grau de desequilíbrio ^{234}Th total/ ^{238}U. Neste modelo, a hipótese de estado estacionário é geralmente assumida, ou seja, a variação da atividade de Th em função do intervalo de tempo é zero, e os processos físicos de difusão e de advecção são ignorados nesta aproximação. Contudo, é importante deixar claro que a influência de um estado não-estacionário e dos processos físicos pode ser substancial em alguns cenários (Buesseler *et al.,* 1992; Buesseler *et al.* 1998). O uso de formulações do ^{234}Th no estado não-estacionário parece ser relevante durante episódios de blooms de fitoplâcton, onde uma remoção significativa do ^{234}Th no material particulado pode ocorrer (Buesseler *et al.* 1998). Mas comumente, para a maior parte dos casos de estudo, modelos fundamentados na hipótese do estado estacionário são suficientes.

Os processos de advecção vertical tem se mostrado importantes em áreas de intensa ressurgência, tais como aquelas observadas no Oceano Pacífico Equatorial e ao longo do Mar da Arábia durante o período de monsões (Buesseler *et al.,* 1995; Buesseler *et al.* 1998). Além disso, o transporte horizontal de ^{234}Th pode ser relevante em regiões costeiras, especialmente em enseadas onde grandes gradientes horizontais do ^{234}Th removido por processos de arraste podem acontecer (Gustaffson *et al.,* 1998).

Neste trabalho os fluxos de ^{234}Th removidos pelo material particulado ao longo da coluna d'água foram determinados utilizando-se um modelo uni-dimensional, que assumiu estado estacionário (SS, $dA_{Th}/ dt = 0$). Os resultados obtidos são apresentados nas **Tab. 23** a **32**.

TABELA 23 – Estimativas dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 01.

Prof. (m)	**^{238}U dissol (dpm m^{-3})**	**^{234}Th total (dpm m^{-3})**	**P= fluxo de ^{234}Th removido mat. part. (dpm m^{-2} d^{-1})**	**POC (mmol C L^{-1})**	**^{234}Th part. (dpm L^{-1})**	**POC/ ^{234}Th (mmol C dpm^{-1})**	**Fluxo POC exp. (mmol C m^{-2} d^{-1})**
4	2.360	2.570	-24,2	0,11	-0,21	0,04	0[b]
25	2.360	3.240	-532,2	1,65	-0,88	0,51	0[b]
51	2.360	2.970	-456,8	1,45	-0,61	0,49	0[b]
75	2.370	890	1.023	0,87	1,48	0,97	995
301	2.370	1.730	4.166	1,13	0,64	0,65	2.726
502	2.380	2.170	1.216	1,48	0,21	0,68	831
1.000	2.380	1.970	5.880	0,93	0,41	0,47	2.776
1.498	2.380	2.090	4.159	1,08	0,29	0,52	2.147
1.993	2.380	1.940	6.273	0,84	0,44	0,43	2.714
2.205	2.380	1.670	4.335	0,27	0,71	0,16	711

[a]Todos os cálculos foram realizados assumindo-se a hipótese de um modelo 1D no estado estacionário para derivar os fluxos de ^{234}Th particulado exportados. [b]Nos casos em que os fluxos de ^{234}Th particulado foram <0, foram considerados iguais a zero para os cálculos dos respectivos fluxos de carbono orgânico particulado exportados.

TABELA 24 – Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 02.

Prof. (m)	**^{238}U dissol (dpm m^{-3})**	**^{234}Th total (dpm m^{-3})**	**P= fluxo de ^{234}Th removido mat. part. (dpm m^{-2} d^{-1})**	**POC (mmol C L^{-1})**	**^{234}Th part. (dpm L^{-1})**	**POC/ ^{234}Th (mmol C dpm^{-1})**	**Fluxo POC exp. (mmol C m^{-2} d^{-1})**
10	2.360	950	406	1,89	1,41	1,99	809
25	2.360	1.640	311	0,04	0,72	0,02	7,26
25	2.360	1.800	0	0	0,56	0,00	0
50	2.370	1.650	518	0,03	0,72	0,02	10,5
75	2.380	1.670	511	0,03	0,71	0,02	8,67
105	2.360	2.040	277	0,03	0,32	0,02	4,63
128	2.370	1.740	417	0,19	0,63	0,11	45,7
156	2.370	720	1.331	0,82	1,65	1,14	1.516
203	2.370	1.800	772	1,57	0,57	0,87	673
301	2.370	1.640	2.060	1,24	0,73	0,76	1.563
507	2.380	1.700	4.034	0,17	0,68	0,10	411

[a]Todos os cálculos foram realizados assumindo-se a hipótese de um modelo 1D no estado estacionário para derivar os fluxos de ^{234}Th particulado exportados. [b]Nos casos em que os fluxos de ^{234}Th particulado foram <0, foram considerados iguais a zero para os cálculos dos respectivos fluxos de carbono orgânico particulado exportados.

TABELA 25 – Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 03.

Prof. (m)	**^{238}U dissol (dpm m^{-3})**	**^{234}Th total (dpm m^{-3})**	**P= fluxo de ^{234}Th removido mat. part. (dpm m^{-2} d^{-1})**	**POC (mmol C L^{-1})**	**^{234}Th part. (dpm L^{-1})**	**POC/ ^{234}Th (mmol C dpm^{-1})**	**Fluxo POC exp. (mmol C m^{-2} d^{-1})**
10	2.360	1.790	164	ND	0,57	ND	ND
26	2.360	1.170	548	ND	1,19	ND	ND
52	2.360	1.480	659	ND	0,88	ND	ND
74	2.360	1.850	323	ND	0,51	ND	ND
103	2.360	1.850	426	ND	0,51	ND	ND
103	2.360	1.830	0	ND	0,53	ND	ND
200	2.370	1.380	2.766	ND	0,99	ND	ND
301	2.380	2.060	931	ND	0,32	ND	ND
501	2.380	1.820	3.226	ND	0,56	ND	ND
798	2.380	1.290	9.323	ND	1,09	ND	ND
999	2.380	1.420	5.557	ND	0,96	ND	ND

[a]Todos os cálculos foram realizados assumindo-se a hipótese de um modelo 1D no estado estacionário para derivar os fluxos de ^{234}Th particulado exportados. [b]Nos casos em que os fluxos de ^{234}Th particulado foram <0, foram considerados iguais a zero para os cálculos dos respectivos fluxos de carbono orgânico particulado exportados.

TABELA 26 – Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 04.

Prof. (m)	**^{238}U dissol (dpm m^{-3})**	**^{234}Th total (dpm m^{-3})**	**P= fluxo de ^{234}Th removido mat. part. (dpm m^{-2} d^{-1})**	**POC (mmol C L^{-1})**	**^{234}Th part. (dpm L^{-1})**	**POC/ ^{234}Th (mmol C dpm^{-1})**	**Fluxo POC exp. (mmol C m^{-2} d^{-1})**
5	2.350	1.050	187	2,21	1,30	2,11	394
10	2.350	2.090	37,4	2,18	0,26	1,04	39
25	2.350	1.900	194	0,02	0,45	0,01	2,56
52	2.350	1.500	661	0,05	0,85	0,03	22,0
79	2.360	2.110	194	0,12	0,25	0,06	11,5
100	2.370	2.320	30,2	1,24	0,05	0,54	16,2
207	2.380	2.000	1.171	1,15	0,38	0,58	676
304	2.380	1.100	3.576	1,56	1,28	1,42	5.077
500	2.380	1.350	5.814	1,49	1,03	1,10	6.404
795	2.380	2.110	2.294	1,60	0,27	0,76	1.737
996	2.380	1.930	2.605	1,64	0,45	0,85	2.220

[a]Todos os cálculos foram realizados assumindo-se a hipótese de um modelo 1D no estado estacionário para derivar os fluxos de ^{234}Th particulado exportados. [b]Nos casos em que os fluxos de ^{234}Th particulado foram <0, foram considerados iguais a zero para os cálculos dos respectivos fluxos de carbono orgânico particulado exportados.

TABELA 27 – Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 05.

Prof. (m)	**^{238}U dissol (dpm m^{-3})**	**^{234}Th total (dpm m^{-3})**	**P= fluxo de ^{234}Th removido mat. part. (dpm m^{-2} d^{-1})**	**POC (mmol C L^{-1})**	**^{234}Th part. (dpm L^{-1})**	**POC/ ^{234}Th part. (mmol C dpm^{-1})**	**Fluxo POC exp. (mmol C m^{-2} d^{-1})**
5	2.360	1.150	174	1,00	1,21	0,87	151
10	2.360	1.520	121	1,63	0,84	1,08	130
25	2.360	1.620	320	1,46	0,74	0,90	288
50	2.360	1.920	317	1,75	0,44	0,91	289
75	2.360	1.450	655	1,24	0,91	0,85	559
100	2.370	1.700	482	0,92	0,67	0,54	261
120	2.370	1.630	426	1,32	0,74	0,81	345
152	2.380	1.890	452	0	0,49	0	0
200	2.380	1.870	705	0	0,51	0	0
302	2.380	1.540	2.468	0,95	0,84	0,62	1.525
503	2.380	2.260	695	1,07	0,12	0,47	330

[a]Todos os cálculos foram realizados assumindo-se a hipótese de um modelo 1D no estado estacionário para derivar os fluxos de ^{234}Th particulado exportados. [b]Nos casos em que os fluxos de ^{234}Th particulado foram <0, foram considerados iguais a zero para os cálculos dos respectivos fluxos de carbono orgânico particulado exportados.

TABELA 28 – Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 06.

Prof. (m)	**^{238}U dissol (dpm m^{-3})**	**^{234}Th total (dpm m^{-3})**	**P= fluxo de ^{234}Th removido mat. part. (dpm m^{-2} d^{-1})**	**POC (mmol C L^{-1})**	**^{234}Th part. (dpm L^{-1})**	**POC/ ^{234}Th (mmol C dpm^{-1})**	**Fluxo POC exp. (mmol C m^{-2} d^{-1})**
5	2.360	1.650	102	1,46	0,71	0,88	90,3
10	2.360	1.870	70,6	0,29	0,49	0,16	11,1
25	2.360	1.470	385	0,07	0,89	0,05	19,4
50	2.360	1.950	295	0,02	0,41	0,01	3,66
78	2.360	1.930	347	0,02	0,43	0,01	3,44
102	2.370	610	1.217	0,02	1,76	0,03	36,5
128	2.370	2.210	120	0,02	0,16	0,01	1,13
153	2.370	1.070	936	3,07	1,3	2,87	2.690
200	2.380	1.480	1.218	1,74	0,9	1,17	1.431
299	2.380	410	5.617	0,35	1,97	0,86	4.825

[a]Todos os cálculos foram realizados assumindo-se a hipótese de um modelo 1D no estado estacionário para derivar os fluxos de ^{234}Th particulado exportados. [b]Nos casos em que os fluxos de ^{234}Th particulado foram <0, foram considerados iguais a zero para os cálculos dos respectivos fluxos de carbono orgânico particulado exportados.

TABELA 29 – Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 07.

Prof. (m)	**^{238}U dissol (dpm m^{-3})**	**^{234}Th total (dpm m^{-3})**	**P= fluxo de ^{234}Th removido mat. part. (dpm m^{-2} d^{-1})**	**POC (mmol C L^{-1})**	**^{234}Th part. (dpm L^{-1})**	**POC/ ^{234}Th (mmol C dpm^{-1})**	**Fluxo POC exp. (mmol C m^{-2} d^{-1})**
5	2.350	1.880	67,7	1,54	0,47	0,82	55,5
10	2.350	1.950	57,6	0,38	0,4	0,20	11,3
25	2.350	610	752	1,04	1,74	1,70	1.276
50	2.350	1.130	878	0,33	1,22	0,29	254
75	2.360	750	1.159	0,91	1,61	1,21	1.399
100	2.370	1.110	907	0,37	1,26	0,33	302
150	2.370	2.000	533	0,03	0,37	0,01	7,10
200	2.370	1.110	1.814	1,70	1,26	1,53	2.774
300	2.380	1.670	2.045	0,99	0,71	0,59	1.214
500	2.380	1.140	7.142	2,18	1,24	1,91	13.667
800	2.380	2.350	259	1,45	0,03	0,62	161

[a]Todos os cálculos foram realizados assumindo-se a hipótese de um modelo 1D no estado estacionário para derivar os fluxos de ^{234}Th particulado exportados. [b]Nos casos em que os fluxos de ^{234}Th particulado foram <0, foram considerados iguais a zero para os cálculos dos respectivos fluxos de carbono orgânico particulado exportados.

TABELA 30 – Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 08.

Prof. (m)	**^{238}U dissol (dpm m^{-3})**	**^{234}Th total (dpm m^{-3})**	**P= fluxo de ^{234}Th removido mat. part. (dpm m^{-2} d^{-1})**	**POC (mmol C L^{-1})**	**^{234}Th part. (dpm L^{-1})**	**POC/ ^{234}Th (mmol C dpm^{-1})**	**Fluxo POC exp. (mmol C m^{-2} d^{-1})**
5	2.360	2.130	33,1	0,04	0,23	0,02	0,61
10	2.360	1.670	99,4	0,02	0,69	0,01	1,24
25	2.370	1.330	449	2,61	1,04	1,96	881
51	2.370	1.660	532	1,61	0,71	0,97	515
76	2.370	1.340	742	1,36	1,03	1,02	754
76	2.370	1.210	0	0,00	1,16	0	0
100	2.370	2.360	6,90	1,22	0,01	0,52	3,56
125	2.370	1.760	439	0,27	0,61	0,16	69
151	2.380	1.880	374	0,02	0,5	0,01	4,48
200	2.380	1.740	903	0,03	0,64	0,02	14,6

[a]Todos os cálculos foram realizados assumindo-se a hipótese de um modelo 1D no estado estacionário para derivar os fluxos de ^{234}Th particulado exportados. [b]Nos casos em que os fluxos de ^{234}Th particulado foram <0, foram considerados iguais a zero para os cálculos dos respectivos fluxos de carbono orgânico particulado exportados.

TABELA 31 – Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 09.

Prof. (m)	**^{238}U dissol (dpm m^{-3})**	**^{234}Th total (dpm m^{-3})**	**P= fluxo de ^{234}Th removido mat. part. (dpm m^{-2} d^{-1})**	**POC (mmol C L^{-1})**	**^{234}Th part. (dpm L^{-1})**	**POC/ ^{234}Th (mmol C dpm^{-1})**	**Fluxo POC exp. (mmol C m^{-2} d^{-1})**
5	2.350	3.130	-112	73,3	-0,78	23,4	0[b]
10	2.350	2.400	-7,20	278	-0,05	116	0[b]
25	2.350	2.020	143	240	0,33	119	16.963
50	2.350	2.120	166	20,0	0,23	9,45	1.565
74	2.360	2.720	-249	4,45	-0,36	1,64	0[b]
100	2.370	1.570	599	13,4	0,8	8,51	5.095
200	2.380	2.810	-1.238	0	-0,43	0	0[b]
303	2.380	2.130	742	0	0,25	0	0,87
501	2.380	2.140	1.369	0	0,24	0	1,60
794	2.380	570	15.274	0	1,81	0	66,9
1000	2.380	1.230	6.823	0	1,15	0	13,9

[a]Todos os cálculos foram realizados assumindo-se a hipótese de um modelo 1D no estado estacionário para derivar os fluxos de ^{234}Th particulado exportados. [b]Nos casos em que os fluxos de ^{234}Th particulado foram <0, foram considerados iguais a zero para os cálculos dos respectivos fluxos de carbono orgânico particulado exportados.

TABELA 32 – Estimativa dos fluxos de ^{234}Th exportado no material particulado (dpm m^{-2} d^{-1}) e respectivos fluxos de carbono orgânico particulado (POC) exportados (mmol C m^{-2} d^{-1}) na Estação 10.

Prof. (m)	**^{238}U dissol (dpm m^{-3})**	**^{234}Th total (dpm m^{-3})**	**P= fluxo de ^{234}Th removido mat. part. (dpm m^{-2} d^{-1})**	**POC (mmol C L^{-1})**	**^{234}Th part. (dpm L^{-1})**	**POC/ ^{234}Th (mmol C dpm^{-1})**	**Fluxo POC exp. (mmol C m^{-2} d^{-1})**
6	2.360	2.400	-6,90	0,79	-0,04	0,33	0[b]
9	2.360	1.370	85,5	1,14	0,99	0,83	71,1
24	2.360	1.400	415	0,15	0,96	0,11	45,6
52	2.360	1.420	758	1,73	0,94	1,22	925
75	2.360	1.840	344	0	0,52	0	0
100	2.360	2.260	72,0	1,54	0,10	0,68	48,9
125	2.370	2.010	259	0,90	0,36	0,45	117
151	2.370	1.880	367	1,51	0,49	0,80	294
201	2.380	1.770	878	1,03	0,61	0,58	513
301	2.380	1.590	2.275	1,68	0,79	1,06	2.404
499	2.380	1.210	6.672	1,02	1,17	0,85	5.651

[a]Todos os cálculos foram realizados assumindo-se a hipótese de um modelo 1D no estado estacionário para derivar os fluxos de ^{234}Th particulado exportados. [b]Nos casos em que os fluxos de ^{234}Th particulado foram <0, foram considerados iguais a zero para os cálculos dos respectivos fluxos de carbono orgânico particulado exportados.

Assim como previsto, os fluxos de ^{234}Th particulado tendem a decrescer com o aumento da distância costa afora, refletindo a redução do fluxo particulado exportado. Em todas as estações, os perfis verticais da atividade de ^{234}Th total permitiram que se calculassem os fluxos em um modelo 1D, tanto ao longo de toda coluna d'água amostrada, quanto na profundidade da zona eufótica. Fluxos de até 15.274 dpm m^{-2} d^{-1} foram estimados, os maiores fluxos tendo sido observados na Estação 09 aos 794 m de profundidade (**Tab. 31**). A diferença entre a atividade de ^{234}Th total determinada em determinado nível de profundidade e aquela que deve ocorrer no equilíbrio (ou seja, igual à de ^{238}U), indica a magnitude do fluxo de ^{234}Th exportado no material particulado. Isto significa que quanto maior este défict, maior é o fluxo particulado exportado.

A condição de equilíbrio radioativo ^{234}Th total/ ^{238}U é geralmente alcançada com o aumento da profundidade, abaixo da zona eufótica. Contudo, neste trabalho, o banco de dados obtido mostra que na maior parte das profundidades, as atividades de ^{234}Th total não estão em equilíbrio com as de ^{238}U. Deste modo, integrando-se os inventários de ^{234}Th a grandes intervalos de profundidade da coluna d'água, foram obtidas concentrações de ^{234}Th menores que as de ^{238}U, especialmente em algumas profundidades da camada eufótica, onde há uma tendência de fluxos aumentados do material particulado exportado.

Em geral, o decréscimo dos inventários de ^{234}Th em função do tempo (devido ao aumento da intensidade dos processos de arraste) irão resultar em uma exportação muito pequena do material particulado calculado no estado estacionário. Em contraste, o aumento do inventário de ^{234}Th (devido a diminuição da intensidade dos processos de arraste) pode resultar em superestimativas do material particulado exportado.

A aplicação do ^{234}Th como um traçador do POC exportado depende da precisão da amostragem e da determinação das razões POC/ ^{234}Th. Como já foi mencionado, a deficiência da atividade de ^{234}Th total em relação ao ^{238}U indica o fluxo líquido de ^{234}Th associado com as partículas que afundam para além da zona eufótica. Quando a razão de atividade POC/ ^{234}Th (ou PON/ ^{234}Th) é conhecida, os respectivos fluxos de POC (mmol C m^{-2} d^{-1}) (ou PON) podem ser calculados pela seguinte expressão:

$$FluxoPOC = [\ \lambda \int (AU - ATh)\ dz\ ]\ x \frac{POC}{Th - 234} \qquad (12)$$

Onde:

(AU – Ath) dz é o déficit de ^{234}Th (dpm m^{-2}).

POC/^{234}Th é a razão de atividade carbono orgânico particulado e a concentração de ^{234}Th (mmol C dpm^{-1}).

Os fluxos POC calculados são apresentados nas **Tab.23** a **32**. Considerando-se os resultados obtidos, verifica-se que a razão POC/^{234}Th decresce com o aumento da profundidade, sugerindo a remineralização preferencial do carbono orgânico em relação ao ^{234}Th. Os fluxos de carbono orgânico exportado derivados do modelo de desquilíbrio ^{234}Th/ ^{238}U variaram de 0,6 a 16.000 mmol C m^{-2} d-1, os maiores fluxos determinados aos 500 m de profundidade da Estação 07 e aos 25 m (zona eufótica) da Estação 09.

CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES

Uma das questões mais atuais e relevantes em oceanografia está relacionada à compreensão dos mecanismos de formação de partículas nas camadas superficiais do oceano, que são subseqüentemente exportadas em direção ao fundo. Fatores associados a esta questão envolvem o tamanho, a densidade, o fracionamento, agregação, a remineralização e o arraste do material particulado. O afundamento deste material no oceano representa a principal via de remoção do CO_2 atmosférico, o qual é convertido em matéria orgânica particulada durante os processos de produção biológica. Mas mesmo apesar da extrema importância deste tema, em muitos cenários o perfeito entendimento da magnitude e da variabilidade espacial dos fluxos exportados permanece elusiva.

Nos últimos anos, evidências científicas, dentre as quais as relativas à redução da camada protetora de ozônio na atmosfera, à poluição atmosférica e à desintegração parcial da cobertura de gelo na periferia do continente, demonstraram a sensibilidade da região Antártica, principalmente da Península Antártica, às mudanças climáticas globais. A monitoração ambiental desta área remota, especialmente quando realizada sob a óptica da pesquisa tecnológica e inovação, traz vários benefícios em termos da previsão dos efeitos causados pelas atividades humanas no clima. A Península Antártica tem se aquecido a uma taxa aproximada de $0{,}5^{o}$ C por década, de acordo com os registros históricos dos últimos 40 anos. Um claro sinal do aquecimento nessa região é o atual recuo das geleiras na Ilha Rei George, e a rápida desintegração da frente flutuante das geleiras e das plataformas de gelo da Península Antártica.

O Oceano Austral é o maior repositório de macro-nutrientes disponíveis em águas superficiais e uma região muito importante para a formação de águas intermediárias e profundas. É considerado fundamental para o controle do clima, pois é uma região única em muitos aspectos, principalmente, uma área de remoção aumentada do dióxido de carbono (CO_2) da atmosfera. Em altas latitudes, a circulação oceânica tem caráter circunglobal, ou seja, é extensiva a todo globo terrestre. Outro aspecto interessante, singular ao oceano que circunda o continente Antártico, é a comunicação livre com todas as outras principais bacias oceânicas do planeta: Atlântico, Índico e Pacífico.

O radionuclídeo natural partículo-reativo ^{234}Th tem sido utilizado como uma ferramenta isotópica para se examinar os fluxos de material particulado exportado das camadas superficiais do oceano, em escalas de dias a semanas. Em sistemas aquáticos, o ^{234}Th é produzido pelo decaimento do seu precursor dissolvido e conservativo, o ^{238}U. A princípio, diferenças entre as atividades de ^{238}U dissolvido e as atividades de ^{234}Th total (ou melhor, a razão de atividade ^{234}Th/^{238}U) devem refletir as taxas líquidas de remoção do ^{234}Th no material particulado exportado. Quando se utiliza esta aproximação, outros fluxos elementares podem ser determinados multiplicando-se os fluxos de ^{234}Th derivados do grau de desequilíbrio ^{234}Th/ ^{238}U pela razão destes elementos em relação ao ^{234}Th no material particulado. Por exemplo, como efetuado neste trabalho, os fluxos de C foram estimados pela simples multiplicação do fluxo de ^{234}Th pela razão POC/ ^{234}Th determinada no material marticulado, num dado horizonte específico de interesse. Este método empírico foi utilizado pela primeira vez por Buesseler *et al*. (1992) para determinar a quantidade de C orgânico exportado no Atlântico Norte. Desde então, a metodologia tem sido continuamente melhorada e aplicada não apenas para as estimativas dos fluxos de C, mas de muitos outros fluxos elementares, incluindo desde fluxos de carbono inorgânico a hidrocarbonetos policíclicos aromáticos, policlorados e metais traço.

Assim como para qualquer outro método, a aplicação de ^{234}Th como um traçador do fluxo exportado tem suas vantagens e desvantagens. Considerando-se que o ^{234}Th é um traçador radioativo, este método é capaz de fornecer uma visão integrada do fluxo particulado exportado, uma vez que sua atividade acompanhará as variações temporais e espaciais freqüentemente associadas aos processos biológicos. Avanços recentes na metodologia incluem o uso de coletores de amostras da chuva marinha através de várias profundidades da coluna d'água, permitindo um exame minucioso da tipologia do material, dos fluxos e dos processos de remineralização, embora várias questões ainda permaneçam e necessitem de estratégias mais refinadas com relação aos processos de especiação, reatividade e modelagem.

Neste trabalho, um conjunto de radionuclídeos naturais foi estudado a fim de aplicá-los como traçadores dos fluxos de carbono orgânico exportados no Estreito de Bransfield. As atividades foram delineadas no escopo do projeto "Estudo da distribuição vertical das características tróficas e da matéria orgânica no Estreito de Bransfield, Península Antártica, utilizando a aplicação de radioisótopos naturais como traçadores das

possíveis vias de remoção de carbono – RADIOANTAR" financiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico no âmbito do Programa Antártico Brasileiro (Processo CNPq nº 550048/2007-3). O projeto envolveu a caracterização hidroquímica da coluna d'água, para se obter as distribuições de macro-nutrientes, micro-nutrientes, clorofila-a e carbono orgânico na região.

Observou-se em todas as estações que a maior parte do material particulado em suspensão (MES) detém menos de 50% da matéria orgânica particulada, com exceção da Estação 05, onde entre as profundidades 50 m e 200 m a matéria orgânica particulada representa mais de 80% do MES, e da Estação 10, na qual acima dos 100 m observou-se alta representatividade da matéria orgânica.

A partir dos perfis de distribuição dos parâmetros ^{234}Th total, M.O. e MES estudados em todas as estações foi possível verificar, com exceção da Estação 06, a similaridade entre as distribuições de ^{234}Th total, da matéria particulada em suspensão e da matéria orgânica, principalmente a partir dos 200 m de profundidade.

Foi observada uma similaridade na distribuição de carbono orgânico particulado e o ^{234}Th total na Estação 01. Na Estação 06, verificou-se um pico de ^{234}Th total e de carbono orgânico particulado entre os 100 m e 200 m, com posterior diminuição até 300 m. As Estações 08 e 10 não apresentaram similaridades na distribuição destes dois parâmetros, e na Estação 09 a similaridade ocorreu até os 500 m de profundidade.

As distribuições das atividades de ^{234}Th total versus MES que apresentaram as melhores correlações foram obtidas nas Estações 01 e 09, respectivamente. A Estação 09 também apresentou a melhor correlação das distribuições das concentrações de atividade de ^{234}Th total versus percentual de matéria orgânica, que foi de aproximadamente 0,8.

As distribuições das concentrações de atividade de ^{234}Th total versus clorofila-a que apresentaram melhores coeficientes de correlação foram obtidas nas Estações 02, 03 e 04, embora, o coeficiente R^2 determinado em tais correlações não tenha ultrapassado o valor de 0,7. A Estação 05 apresentou a melhor correlação para a distribuição das concentrações de atividade de ^{234}Th total versus carbono orgânico particulado, que foi de 0,74.

A similaridade da distribuição entre salinidade e ^{238}U já era esperada. Um sinal anômalo em torno dos 100 m de profundidade na Estação 07 foi identificado, além de um valor maior de temperatura comparado com as outras estações nessa mesma profundidade. Isso mostra a influência de águas termais que podem ter modificado as condições hidroquímicas das águas de superfície acima dos 100 m. Nesta estação também se observou uma alta concentração de ^{234}Th total nas águas superficiais, o menor valor de salinidade foi registrado, e ainda observou-se alta concentração de silicato, evidenciando o aporte de águas continentais associadas ao degelo. Na Estação 07 também foram detectados valores aumentados de clorofila-a nas águas de superfície, o que pode estar associado à contribuição de águas oriundas do Estreito de Guerlache. Apesar de termos obtido poucos resultados a respeito das concentrações de Fe e Al nas águas estudadas, nas Estações 05 e 07 foram observados sinais de Fe e Al ligeiramente aumentados, denotando novamente aporte de degelo ou ressurgência.

A Estação 08 é a mais próxima da Península Antártica, e apresentou uma concentração de ^{234}Th total praticamente igual à do ^{238}U na superfície (equilíbrio) e alta concentração de silicato, suportado pelo aporte de água doce para este local.

O equilíbrio radioativo entre ^{234}Th total e ^{238}U nas Estações 01 e 05 ocorreu em torno dos 500 m de profundidade. Nas Estações 02, 06, 08 e 10 o equilíbrio radioativo ocorreu em torno dos 100 m. Nas Estações 04 e 07 observou-se a condição de equilíbrio aos 100 m e também aos 800 m de profundidade. Na Estação 03 o equilíbrio ocorreu aos 301 m. Não foi observado equilíbrio radioativo na Estação 09.

Os valores da razão ^{234}Th total /^{238}U maiores do que 1,0 foram observados nas águas superficiais, acima da termoclina, nas Estações 01, 09 e 10. Estes dados podem apoiar a hipótese da existência de algas associadas às águas próximas às regiões de degelo, indicando o *input* de material enriquecido em ^{234}Th em águas polares. O ^{234}Th após a sua formação a partir do decaimento de ^{238}U, adsorve em material extracelular polimérico (EPS – *extracellular polymeric substances*) produzidos por organismos na água do mar. O déficit de ^{234}Th que ocorre em águas profundas deve sinalizar a combinação da exportação vertical de partículas e os processos de troca com os sedimentos de fundo. A dinâmica desses elementos em seu deslocamento vertical associado às características tróficas e

hidroquímicas da coluna d'água permitem o avanço no estudo da remoção do carbono para águas profundas a partir das águas de intensa produção biológica, o que representaria a melhor contribuição para a efetiva remoção do carbono em excesso e de origem antrópica inserido no sistema atmosférico.

Os fluxos de ^{234}Th removidos pelo material particulado ao longo da coluna d'água foram determinados utilizando-se um modelo uni-dimensional, que assumiu estado estacionário (SS, $dA_{Th}/ dt = 0$). Os fluxos de ^{234}Th particulado decresceram com o aumento da distância costa afora, refletindo a redução do fluxo particulado exportado. Fluxos de até 15.274 dpm m^{-2} d^{-1} foram estimados, os maiores fluxos tendo sido observados na Estação 09 aos 794 m de profundidade.

Os fluxos POC foram calculados e verificou-se que a razão POC/^{234}Th decresce com o aumento da profundidade, sugerindo a remineralização preferencial do carbono orgânico em relação ao ^{234}Th. Os fluxos de carbono orgânico exportado derivados do modelo de desquilíbrio ^{234}Th/ ^{238}U variaram de 0,6 a 16.000 mmol C m^{-2} d-1, os maiores fluxos determinados aos 500 m de profundidade da Estação 07 e aos 25 m (zona eufótica) da Estação 09.

Os inventários de ^{234}Th no Estreito de Bransfield obtidos durante esta pesquisa foram úteis para evidenciar os sítios com exportação aumentada de carbono orgânico particulado tanto na zona eufótica, quanto a maiores profundidades de coluna d´água.

Esta ferramenta isotópica poderosa constitui uma alternativa para os trabalhos de cunho oceanográficos, pois é relativamente pouco dispendiosa quando comparada com outras técnicas sofisticadas disponíveis a respeito dos processos ao longo da profundidade. Ao contrário, por exemplo, as medições com satélites são caras e fornecem informações relativas apenas a processos de superfície.

A metodologia implementada durante o projeto Radioantar permite estimar os fluxos exportados no oceano e em outras regiões costeiras, com amplas aplicações futuras potenciais à plataforma continental brasileira e tem contribuições de extrema importância para os trabalhos relacionados aos efeitos das mudanças climáticas neste cenário.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHLERT, S. ***Variações Morfológicas do Campo de Gelo da Ilha Brabant, Antártica***, 2005.

ALBERT, R. E. ***Thorium - its industrial hygiene aspects. New York***, NY: Academic Press, 1966.

ANDERSON, J.B. ***Antarctic Marine Geology***. Cambridge, U.K., v.1, 1999.

ANDERSON, R. F.; Bacon, M. P.; Brewer P. G. ***Removal of ^{230}Th and ^{231}Pa from the open ocean***. In: Earth and Planetary Science Letters, v.62, p. 7–23, 1983.

ARIGONY-NETO, J.; SIMÕES, J. C.; BREMER, U. F. Gerenciamento Ambiental na Antártica - Uma abordagem a partir de sistemas de informações geográficas. In: V Congresso de Ecologia do Brasil, 2001, Porto Alegre. CD-ROM Abstracts - Anais do V Congresso de Ecologia do Brasil, v. 1. p. 90-90, 2001.

BALIÑO, B. M.; FASHAM, M. J. R.; BOWLES, M. C. ***The Role of the Ocean in the Global Carbon Cycle***. In: Ocean Biogeochemistry and Global Change. IGBP Science n..2, JGOFS, 2000.

BENITEZ-NELSON, C.R.; BUESSELER, K.O.; RUTGERS VAN DER LOEFF, M.; ANDREWS, J.; BALL, L.; CROSSIN, G.; CHARETTE, M.A. Testing a new small-volume technique for ^{234}Th determination in seawater. ***Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry***, v.248, p.795-799, 2001.

BENITEZ-NELSON, C. R.,; MOORE, W. S. Future applications of ^{234}Th in aquatic ecosystems. ***Marine Chemistry***, v.100, p.163–165, 2006.

BOHRMANN, G.; CHIN, C.; PETERSEN, S.; SAHLING, H.; SCHWARZ-SCHAMPERA, U.; GREINERT, J.; LAMMERS, S.; REHDER, G.; DAEHLMANN, A.; WALLMANN, K.; DIJKSTRA, S.; SCHENKE, H-W. Hydrothermal activity at Hook Ridge in the Central Bransfield Basin, Antarctica. ***Geo-Marine Letters***, v. 18, p. 277-284, 1999.

BUESSELER,K.O.; BARBER,R.T.; DICKSON,M.L.; HISCOCK,M.R.; MOORE, J.K.; SAMBROTTO, R. The effect of marginal ice-edge dynamics on production and export in the Southern Ocean along 170°W. ***Deep Sea Research Part II***: Topical Studies in Oceanography, v. 50, p. 579-603, 2003.

BUESSELER ,K.O.; BENITEZ-NELSON C.R.; MORAN, S.B.; BURD , A.; CHARETTE, M.; COCHRAN , J.K.; COPPOLA, L.; FISHER, N.S.; FOWLER, S.W.; GARDNER, W.D.; GUO, L.D.; GUSTAFSSON, O.; LAMBORG, C.; MASQUE ,P.; MIQUEL, J.C.; PASSOW, U.; SANTSCHI, P.H.; SAVOYE, N.; STEWART, G.; TRULL, T. An assessment of particulate organic carbon to thorium-234 ratios in the ocean and their impact on the application of ^{234}Th as a POC flux proxy. ***Marine Chemistry***, v.100, p. 213–233, 2006.

BURNETT, W.C.; PETERSON, R.; MOORE, W.S.; OLIVEIRA, J. Radon and radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge – results from the Ubatuba, Brazil SGD assessment intercomparison. ***Estuarine, Coastal and Shelf Science***, v.76, p. 501-511, 2008.

BROECKER, W.S., Chemical Oceanography, Harcourt Brace Jovanovich, New York, p. 214, 1974.

BROECKER, W.S., PENG, T.H., Tracer in the Sea, Lamont-Doherty Geological Observatory, New York, 1982.

CAMPOS, M.L.A.M. Introdução à Bioquímica de Ambientes Aquáticos. Campinas, SP: Editora Átomo, p.165-170, 2010.

CANET, A.; JACQUEMIN, R. ***Methods for measuring radium isotopes: GAMA SPECTROMETRY***. In: The Environmental Behavior of Radium, Technical Report Series, nº 310, chapter. 3-4, v.1, pp.189-204, IAEA, Vienna, 1990.

CAROLI, S.; CESCON, P.; WALTON, D.W.H. ***Environmental Chemistry in Antarctica: the quest for accuracy***. In: Environmental Contamination in Antarctica, chapter 1, p. 1-32, Elsevier Science B. V., 2001.

CHEN, J.H., EDWARDS, R.L., WASSERBURG, G.J. ^{238}U, ^{234}U and ^{232}Th in seawater. ***Earth and Planetary Science Letters***, v.80, p. 241–251, 1986.

CLOWES, A.J. Hydrology of the Bransfield Strait. ***Discovery Reports***, v.9, p.1-64, 1934.

COCHRAN, J.K., The Oceanic Chemistry of the Uranium- and Thorium-Series Nuclides. ***Uranium-series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences***. Oxford, Clarendon Press, cap. 10, p.334-395, 1992.

COCHRAN, J.K.; BUESSELER, K.O.; BACON, M.P.; WANG, H.W.; HIRSCHBERG, D.J.; BALL, L.; ANDREWS, J.; GROSSIN, G.; FLEER, A. Short-lived thorium isotopes (^{234}Th, ^{228}Th) as indicators of POC export and particle cycling in the Ross Sea, Southern Ocean. ***Deep-Sea Research II***, v.47, p. 3451-3490, 2000.

COTTON, S. ***Lanthanides and actinides***. New York, NY: Oxford University, 1991.

DÄHLMANN, A.; WALLMANN, K.; SAHLING, H.; SATHOU, G.; BOHRMANN, G.; PETERSEN, S.; CHIN, C. S.; KLINKHAMMER. Hot vents in an ice-cold ocean: Indications for phase separation at the southernmost area of hydrothermal activity, Bransfield Strait, Antarctica. ***Earth and Planetary Science Letters***, v.193, p. 381-394, 2001.

DALIA, K.C.; EVANGELISTA, H.; SIMÕES, J.C.; PEREIRA, E.B. Sazonalidade de aerossóis e microanálise individual por EDS em testemunho de gelo da Ilha Rei George. ***Pesquisa Antártica Brasileira***, v.4, p. 25-36, 2004.

DICKIN, A.P.; ***Radiogenic Isotope Geology***. 2.ed. New York, N.Y.: Cambridge University Press, p. 490, 1995.

DIETRICH, R.; DACH, R.; ENGELHARDT, G.; KUTTERER, H.; LINDNER, K.; MAYER, M.; MENGE, F.; MIKOLAISKI, H-W.; NIEMEIER, W.; ORTHS, A.; PERLT, J.; POHL, M.; SALBACH, H.; SCHENKE, H-W.; SCHÖNE, T.; SEEBER, G.; SOLTAU, G. GAP: Ein geodätisches Antarktisprojekt zur Lösung geodynamischer Aufgabenstellung. ***Zeitschrift für Vermessungskunde***, v. 2, p. 49-60, 1998.

DUARTE, V.S. ***Estrutura e Variabilidade Interanual das massas de água no Estreito de Bransfield (Antártica) durante os verões austrais de 2003 e 2004***. 2006. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

DUCKLOW, H. W.; STEINBERG, D. K.; BUESSELER,K.O. Upper Ocean Carbon Export and the Biological Pump. ***Oceanography***, v14, no. 4, p.50-58, 2001.

DUNK, R.M.; MILLS, R.A.; JENKINS, W.J. A reevaluation of the oceanic uranium budget for the holocene. ***Chemistry. Geology***, v.190, p.45– 67, 2002.

ELSINGER, R. J.; KING, P. T.; MOORE, W. S. Radium-224 in natural waters measured by g-ray spectrometry. ***Analytica Chimica Acta***, v.144, p. 277–281, 1982.

ELSINGER, R. J.; MOORE, W. S. ^{224}Ra, ^{228}Ra, and ^{226}Ra in Winyah Bay and Delaware Bay. ***Earth and Planetary Science Letters***, v.64, p.430–436, 1983.

ELSKENS, M. ^{234}Th sorption and export models in the water column: a review. ***Marine Chemistry***, v.100, p.234–249, 2006.

FABRÉS, J.; CALAFAT, A.; CANALS, M.; BÁRCENA, M. A.; FLORES, J. A. Bransfield Basin fine grained sediments: Late Holocene sedimentary processes and oceanographic conditions. ***The Holocene***, v.10, p. 703-718, 2002.

FAURE, G.; ***Principles of Isotope Geology***. 2.ed. New York, N.Y.: John Wiley and Sons, p.599, 1986.

FITZWATER, S.E.; JOHNSON, K.S.; GORDON, R.M.; COALE, K.H.; SMITH JR, W.O. Trace metal concentrations in the Ross Sea and their relationship with nutrients and phytoplankton growth. ***Deep-Sea Research II***, v.47, p.3159-3179, 2000.

FRANCOIS, R.; ALTABET, M.A.; YU, E.F.; et al., Contribuition of Southern Ocean surface-water stratification to low atmospheric CO_2 concentrations during the last glacial period. ***Nature*** 389 (6654) p. 929-935, 1997.

GARCÍA, M.A.; CASTRO, C.G.; RÍOS, A.F.; DOVAL,M.D.; ROSÓN,G.; GOMIS, D.; LÓPEZ, O. Water masses and distribuition of physico-chemical properties in the Western Bransfield and Gerlache Strait durin Austral Summer 1995/96. ***Deep-Sea Research II***, v.49, p.585-602, 2002.

GODOY, J. M.; SCHUCH, L. A.; NORDEMANN, D. J. R.; RES, V. R. G.; RAMALHO, M.; RECIO, J.C.; BRITO, R. R. A.; OLECH, M. A. ^{137}Cs, ^{226,228}Ra, ^{210}Pb and ^{40}K Concentrations in Antarctic Soil, Sediment and Selected Moss and Lichen Samples. J. ***Environment Radioactivity***, v.41, No.1, p.33-45, 1998.

GORDON, A.L.; NOWLIN JR., W.D. The Basin Waters of the Bransfield Strait. ***Journal of Physical Oceanography***, v.8, p.258-265, 1978.

GRÁCIA, E.; CANALS, M.; FARRÀN, M.; PRIETO, M. J.; SORRIBAS, J. & GEBRA TEAM. Morphostructure and evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Península). **Marine Geophysical Researches**, v. 18, p. 429-448, 1996.

GRÁCIA, E.; CANALS, M.; FARRÀN, M. L.; SORRIBAS, J.; PALLÀS, R. Central and eastern Bransfield basins (Antarctic) from high-resolution swath-bathymetry data. ***Antarctic Science***, v.9, n.2, p. 168-180, 1997.

GRASSHOFF,K.; EHRHARDT,M.; KREMLING, K. ***Methods of Seawater Analysis***, 3rd extended edition, Chapter 13, Verlag Chemie, Weinheim, Federal Republic of Germany, 1983.

GRASSHOFF, K., KREMLING, K., EHRHARDT, M. ***Methods of Seawater Analysis***. 3rd Ed. Wiley-Vch, Weinheim, Federal Republic of Germany, 1998.

IKEDA, Y.; MIRANDA, L. B.; IWAI, M.; FURATDO, V. V.; CACCIARI, P. L. Environmental Parameters of the Bransfield Strait, Antarctica. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 58, p. 117-135, 1986.

IMBO, Y.; DE BATIST, M.; CANALS, M.; PRIETO, M.J.; BARAZA, J. The Gebra Slide: a submarine slide on the Trinity Peninsula Margin, Antarctica. ***Marine Geology***, v.193, p.235-252, 2003.

IVANOVICH, M. & HARMON, R.S.; ***Uranium series disequilibrium; Applications to Environmental Problems***. 2.ed. Oxford, Claredon Press, p.571, 1992.

IVANOVICH, M. & HARMON, R.S.; ***Uranium series disequilibrium; Applications to Environmental Sciences***. 2.ed. Oxford, Claredon Press, p.910, 1992.

IVANOVICH, M.; MURRAY, A. ***Spectroscopic Methods***. In: Uranium-series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine, and Environmental Scinces. 2ed. Clarendon Press, Oxford, p. 127-173, 1992.

JESUS, D. T. de; SOUZA, H. T. As atividades da Marinha do Brasil na Antártica. ***Oecol.Bras***., v11, p. 07-13, 2007.

JAWOROWSKI, Z. ***Sources and the Global Cycles of Radium***. In: The Environmental Behavior of Radium, Technical Report Series, nº 310, chapter. 2-2, v.1, pp.129-131, IAEA, Vienna, 1990.

JOLY, J. On the radium-content of deep-sea sediment. ***Philosophical Magazine***, v.18, p. 190–197, 1908.

KAWAKAMI, H.; HONDA, M.C. Time-series observation of POC fluxes estimated from ^{234}Th in the northwestern North Pacific. **Deep-Sea Research I**, v.54, p. 1070–1090, 2007.

KLAPÖTKE, T. M.; SCHULZ, A. ***The first observation of a Th^{+3} ion in aqueous solution***. Polyhedron**,** v. 16, n. 6, p. 989-991, 1997.

KLINCK, J.M. Large Scale Physical Oceanography of the Southern Ocean. In: GLOBEC: Southern Ocean Program GLOBEC Workshop on Southern Ocean Marine Animal Populations and Climate Change. ***U.S. Global Ocean Ecosystems Dynamics Report***, n.5, p. 62-70, La Jolla, 1991.

KOCZY, F. F.; PICCIOTTO E.; POULAERT, G.; WILGAIN, S. Me´sure des isotopes du thorium dans l'eau de mer. ***Geochimica et Cosmochimica Acta***, v.11, p.103–129, 1957.

KOCZY, F.F., Natural radium as a tracer in the ocean, Peaceful Uses of Atomic Energy, v.18, p. 351-357, Geneva, 1958.

KU, T.L.; KNAUSS, K.G.; MATHIEU, G.G. Uranium in the open ocean: concentration and isotopic composition. ***Deep-Sea Research I***, v.24, p.1005–1017, 1977.

KU, T.L.; LUO, S. Ocean Circulation/Mixing Studies with Decay-Series Isotopes. ***Radioactivity in the Environment***, cap 9, v.13, p. 316-329, 2008.

LAXON, S.; PEACOCK, N.; SMITH, D. High interannual variability of sea-ice thickness in the Arctic region. ***Nature***, v.425, p.947-950, 2003.

LÓPEZ, O.; GARCÍA, M.A.; GOMIS, D.; ROJAS, P.; SOSPEDRA, J; SÁNCHEZ-ARCILLA, A. Hydrographic and hydrodynamic characteristics of the eastern basin of the Bransfield Strait (Antarctica). ***Deep-Sea Research I***, v.46, n.10, p.1755-1778, 1999.

MOLINARI, J.; SNODGRASS, W.J., ***The Chemistry and Radiochemistry of Radium and the other elements of the Uranium and Thorium Natural Decay Series***. In: The Environmental Behavior of Radium, Technical Report Series, nº 310, chapter. 1-2, v.1, pp.129-131, IAEA, Vienna, 1990.

MOORE, W.S.; ARNOLD, R. Measurement of ^{223}Ra and ^{224}Ra in coastal waters using a delayed coincidence counter. ***Journal of Geophysical Research,*** v.101, p. 1321-1329,1996.

MOORE, W.S.; OLIVEIRA, J. Determination of residence time and mixing processes of the Ubatuba, Brazil, inner shelf waters using natural Ra isotopes. ***Estuarine, Coastal and Shelf Science***, v.76, p.512-521, 2008.

MORRIS, P. J.; SANDERS R.; TURNEWITSCH, R. THOMALLA, S. Time-series observation of POC fluxes estimated from 234Th in the northwestern North Pacific. ***Deep-Sea Research II***, v. 54, p. 2208–2232, 2007.

NUPAC - Núcleo de Pesquisas Antárticas e Climáticas, (2008) Disponível em: http://www.ufrgs.br/antartica/ Acesso em: 20/10/2010.

OCEANUS – Reports on Research from the Woods Hole Oceanographic Institution. The Rain of Ocean Particles and Earth's Carbon Cycle, 40(2), p.4-7, 1997.

OCEANUS – Reports on Research from the Woods Hole Oceanographic Institution. Catching the Rain: Particle Flux in the World Ocean, 40(2): 8-10, 1997.

OLIVEIRA, J. ***Determinação de ^{226}Ra e ^{228}Ra em águas minerais da Região de Águas da Prata***, 1993.

OLIVEIRA,J.; SANTIS BRAGA, E.;DE JESUS, S.C.; ABRAHÃO, F.F.; SANTOS, G.F.; CHIOZZINI,V. 2009. Assessment of natural radium isotopes and ^{222}Rn in water samples from Cananéia-Iguape estuarine Complex, São Paulo. International Nuclear Atlantic Conference - INAC 2009. Rio de Janeiro,RJ, Brazil, September 27 to October 2. Associação Brasileira de Energia Nuclear – ABEN., 2009.

PRIETO, M . J.; GRÁCIA, E.; CANALS, M.; ERCILLA, G.; DE BATIST, M. Sedimentary history of the Central Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula). IN: Ricci, A. A. (Ed). ***The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes***. Proc VII ISAES, Terra Antarctica, Siena, p. 711-717, 1997.

PROTOCOL ON ENVIRONMENTAL PROTECTION TO THE ANTARCTIC TREATY, Final Report of the XIth Antarctic Treaty Special consultative Meeting, Madrid, 3-4 October 1991

POURCHET, M; PINGLOT, F.; LORIUS, C. Some meteorological applications of radioactive fallout measurements in antarctic snows. ***J. Geophys Res.***, v.88, p. 6013-6020, 1983.

RAMA; MOORE, W.S. Using the radium quartet for evaluating groundwater input and water exchange in salt marshes, ***Geochim.Cosmochim Acta,*** v.60, p. 4645-4652, 1996.

REID P.C; FISCHER A.C.; LEWIS-BROWN E.; MEREDITH M.P.; SPARROW M.; ANDERSSON A.J.; ANTIA A.; BATES N.R.; BATHMANN U.; BEAUGRAND G.; BRIX H.; DYE S.; EDWARDS M.; FUREVIK T.; GANGSTØ R.; HÁTÚN H.; HOPCROFT R.R.; KENDALL M.; KASTEN S.; KEELING R.; QUÉRÉ C.L.; MACKENZIE F.T.; MALIN G.; MAURITZEN G.; ÓLAFSSON J.; PAULL C.; RIGNOT E.; SHIMADA K.; VOGT M.; WALLACE C.; WANG Z.; WASHINGTON R. Impacts of the Oceans on Climate Change. ***Advances in Marine Biology***, Burlington: Academic Press, v. 56p.1-150, 2009.

REYSS, J.-L.; SCHIMIDT, S.; LEGELEUX, F.; BONTE, P. Large, low background well-type detectors for measurements of environmental radioactivity. ***Nuclear Instruments and Methods***, v.357A, p. 391-397, 1995.

RODRIGUEZ Y BAENA, A.M.; MIQUEL, J.C.; MASQUE, P.; POVINEC, P.P.; LA ROSA, J. A single VS Double Spike approach to improve the accuracy of ^{234}Th measurements in small-volume seawater samples. ***Marine Chemistry***, v.100, p.269-281, 2006.

ROOS, P.; HOLMS, E.; PERSSON, R.B.R. Deposition of ^{210}Pb, ^{137}Cs, $^{239+240}$Pu, and ^{214}Am in Antarctic Peninsula area. ***J. Environmenal Radioactiv.***, v.24, p. 235-251, 1994.

RUTGERS VAN DER LOEFF, M., MOORE, W. S. 1999. ***Determination of natural radioactive tracers***. In: Methods of Seawater Analysis, Verlag Chemie, Weinheim, Chapter 13, 1999.

RUTGERS VAN DER LOEFF,M.M.; BUESSELER,K.O.; BATHMANN,U.; HENSE, I.; ANDREWS, J. Comparison of carbon and opal export rates between summer and spring blooms periods in the region of the Antartic Polar Front, SE Atlantic ***Deep-Sea Research II***, 42: 3849-3869, 2002.

RUTGERS VAN DER LOEFF,M.M.; SARIN,M.M.; BASKARAN,M.; BENITEZ-NELSON,C.R.; BUESSELER,K.O.; CHARETTE,M.A.; DAI,M.; GUSTAFSSON,O.; MASQUE,P.; MORRIS,P.J.; ORLANDINI,K.; BAENA,A.R.; SAVOYE,N.; SCHMIDT,S.; TURNEWITSCH,R.; VÖGE,I.; WAPLES,J.T. A review of present techniques and methodological advances in analyzing ^{234}Th in aquatic systems. ***Marine Chemistry***, v.100, p.190-212, 2006.

RUTGERS VAN DER LOEFF, M.M.; GEIBERT, W. ***U- and Th-Series Nuclides as Tracers of Particle Dynamics, Scavenging and Biogeochemical Cycles in the Oceans.*** In: Radioactivity in the Environment, cap 7, v.13, p.227-268, 2008.

SABINE, C.L.; RICHARD, A. F.; GRUBER, N.; KEY, R.M.; LEE, K.; BULLISTER, J.L.; WANNINKHOF, R.; WONG, C.S.; WALLACE, W.R.; TILBROOK, B.; MILLERO, F.J. PENG, T-H.; KOZYR, A.; ONO, T.; RIOS, A.F. The oceanic sink for anthropogenic CO_2. ***Science***, 2004.

SARMIENTO, J.L.; GRUBER, N.; BRZEZINSKI, M.A.; DUNNE, J.P. High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. ***Nature***, v.427, p.56-60, 2004.

SAVOYE, N.; BUESSELER,K.O.; CARDINAL,D.; DEHAIRS,F. ^{234}Th deficit and excess in the Southern Ocean during spring 2001: particle export and remineralisation. Geophysical ***Research*** Letters**.**, 31: L03301, 2004.

SAVOYE, N.; BENITEZ-NELSON,C.R.; BURD,A.B.; COCHRAN,J.K.; CHARETTE,M.A.; BUESSELER,K.O.; JACKSON,G.A.; ROY-BARMAN,M.; SCHIMIDT,S.; ELSKENS,M. ^{234}Th sorption and export models in the water column: a review. ***Marine Chemistry***, v.100, p. 234-249, 2006.

SCAMBOS, T.A.; HULBE, C.; FAHNESTOCK, M, et al., The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. ***Journal of Glaciology***, v.46, p. 516-530, 2000.

SIGMAN, D.M.; JACCARD, S.L.; HAUG, G.H. Polar ocean stratification in a cold climate. ***Nature***, v.428, p.59-63, 2004.

SOMOZA, L.; MARTÍNEZ-FRÍAS, J.; SMELLIE, JL.; REY, J.; MAESTRO, A. Evidence for hydrothermal venting and sediment volcanism discharge after recent short-lived

volcanic eruptions at Deception Island, Bransfield Strait, Antarctica. ***Marine Geology***, v. 203, p. 119-140, 2004.

STRICLAND, J.D.H.; PARSONS, T.R. A manual for sea water analysis. Bull. Fish. Res. Rd. Canada, 167, 1968.

TRÉGUER , P. & LÊ CORRE, P. A manuel d´analysis des nutritifs dans l'eau de mer. 2ème éd. Brest. ***Université de Bretagne Occidentale***, p. 110, 1975.

TURNER. J.; COLWELL, S.R.; MARSHALL, G.J.; LACHLAN-COPE. T.A,; CARLETON, EW M.; JONES, P.D.; LAGUN, V.; REID, P.A.; IAGOVKINA, S. Antarctic climate change during the last 50 years. ***International Journal of Climatology***. v.25, 279-294. J., 2005.

VAN BEEK, P.; FRANÇOIS, R.; CONTE, M.; REYSS, J. L.; SOUHAUT, M.; CHARETTE, M. $^{226}Ra/^{228}Ra$ and 226Ra/Ba ratios to track barite formation and transport in the water column. ***Geochimica Cosmochimica Acta***, v. 71, p. 71-86, 2007.

VAN BEEK, P.; BOURQUIN, M.; REYSS, J.-L.; SOUHAUT, M.; CHARETTE, M. A.; JEANDEL, C. Radium isotopes to investigate the water mass pathways on the Kerguelen Plateau (Southern Ocean). ***Deep-Sea Research II***, doi:10.1016/j.dsr2.2007.12.025, 2008.

VAUGHAN, DG; MARSHALL, G.J.; CONNOLLEY, W.M.; KING. J.C.; MULVANEY, R. Climate Change: Devil in the Detail, ***Science***, v.293 , p.1777-1779, 2001.

VAUGHAN, DG; MARSHALL, G.J.; CONNOLLEY, W.M.; PARKINSON,C.; MULVANEY, R.; HODGSON, D.A.; KING. J.C.; PUDSEY, C.J.; TURNER, J. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula, ***Climate Change***, v.60 , p.243-274, 2003.

VAUGHAN, DG. Recent trends in melting conditions on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance. ***Arctic, Antarctic and Alpine Research***, v.38, p.147-152, 2006.

VON GYLDENFELDT, A.B.; FAHRBACH, E.; GARCÍA, M.A.; SCHRÖDER, M. Flow variability at the tipo f the Antarctic Peninsula. ***Deep-Sea Research II***, v.49, n.21, p. 4743-4766, 2002.

WILSON, C.; KLINKHAMMER, G. P.; CHIN, C. S. Hydrography within the Central and East Basins of the Bransfield Strait, Antarctica. ***Journal of Physical Oceanography***, v. 29, p. 465-479, 1999.

YOON, H. I.; HAN, M. W.; PARK, B. K.; OH, J. K.; CHANG, S, K. Depositional environment of near surface sediments, King George Basin, Bransfield Strait, Antarctica. ***Geo-Marine Letters***, v. 17, p. 1-9, 1994.

YOON, H, I.; HAN, M, W.; PARK, B. K.; OH, J. K.; CHANG, S. K. Glaciomarine sedimentation and paleo-glacial setting of Maxwell Bay and its tributary embayment, Marian Cove, South Shetland Islands, West Antarctica. ***Marine Geology***, v. 140, p. 265-282, 1997.

YOON, H, I.; PARK, B. K.; DOMACK, E.W.; KIM, Y. Distribution and dispersal patterns of suspended particulate matter in Maxwell Bay and its tributary, Marian Cove, in South Shetland Islands, West Antarctica. ***Marine Geology***, v. 152, p. 261-275, 1998.

ZHOU, M.; NIILER, P.P.; HU, J.H. Surface currents in the Bransfield and Gerlache Strait, Antarctica. ***Deep-Sea Research I***, v.49, n.2, p.267-280, 2002