



UFRJ

Fábio Lamm

**Bioestratigrafia de radiolários cenozoicos no Banco Maurice Ewing,
Platô Falkland, Atlântico Sudoeste**

Trabalho de Conclusão de Curso

(Bacharelado em Geologia)

UFRJ

Rio de Janeiro

2012



UFRJ

Fábio Lamm

**Bioestratigrafia de radiolários cenozoicos no Banco Maurice Ewing, Platô
Falkland, Atlântico Sudoeste**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho

Dr^a. Valesca Maria Portilla Eilert

Rio de Janeiro

Abril 2012

LAMM, Fábio

Bioestratigrafia de radiolários cenozoicos no Banco Maurice Ewing, Platô Falkland, Atlântico Sudoeste / Fábio Lamm - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2012. xi, 79p.; 29,7 cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2012.

Orientadores: Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho, e Dr^a. Valesca Maria Portilla Eilert

1. Geologia. 2. Paleontologia e Estratigrafia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. João Graciano Mendonça Filho; Valesca Maria Portilla Eilert. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências.

Fábio Lamm

**Bioestratigrafia de radiolários cenozoicos no Banco Maurice Ewing, Platô
Falkland, Atlântico Sudoeste**

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Rio de
Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho

Dr^a. Valesca Maria Portilla Eilert

Aprovada em: 04/04/2012

Por:

Orientador: Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho (UFRJ)

Orientadora: Dr^a. Valesca Maria Portilla Eilert (UFRJ)

Geól. Antonio Enrique Sayão Sanjinés (M. Sc) (BPA/PDGEO/CENPES/PETROBRAS)

Prof. Dr. Aristóteles de Moraes Rios-Netto (UFRJ)

Rio de Janeiro

Abril 2012

Aos meus pais Jandira Lamm (*in memoriam*) e Nelson A. Lamm,
aos meus irmãos, em especial, ao César
e à minha noiva Myrian Gesteira.

Agradecimentos

Ao meu orientador Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho, pelo auxílio técnico-científico que possibilitou a execução deste trabalho de conclusão de curso;

À minha orientadora Prof^a. Dr^a. Valesca Portilla Eilert, pela oportunidade de estágio através do qual eu fui apresentado ao mundo da Micropaleontologia, pelos ensinamentos repassados ao longo dos últimos dois anos e pela extrema dedicação e paciência durante a realização deste trabalho;

Ao PRH-18 ANP/PETROBRAS, pela concessão da bolsa de estudos e pelo auxílio financeiro para a realização do trabalho;

Ao *Antarctic Research Facility, Department of Geology, Florida State University, Tallahassee, Flórida - EUA*, pela cessão das amostras;

Aos colegas de trabalho do Projeto PRORAD: Thays de Souza Lima Fidalgo, Nádía Zélia Gomes Passos, Síria Costa e Daiana Martins, pelas discussões, sugestões e auxílio na edição das imagens e tabelas sem os quais este trabalho não seria o mesmo;

Aos professores do Departamento de Geologia por todo conhecimento geológico adquirido ao longo destes quatro anos de graduação;

Ao Geólogo Oscar Strohschoen Jr., gerente do setor de Bioestratigrafia e Paleoecologia do CENPES/PETROBRAS, pelo incentivo dado e pela confiança depositada em meu trabalho;

E aos meus colegas do curso de graduação em Geologia pelo bom convívio durante o decorrer do curso.

Resumo

LAMM, Fábio. Bioestratigrafia de radiolários cenozoicos no Banco Maurice Ewing, Platô Falkland, Atlântico Sudoeste. 2012. xi, 79p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Este trabalho foi realizado a partir do estudo de radiolários identificados em amostras de sedimentos provenientes do testemunho IO 0775-47, perfurado durante a expedição 0775 do navio de pesquisas ARA Islas Orcadas. Esta expedição oceanográfica teve como objetivo a perfuração de testemunhos no Platô Falkland (Platô das Malvinas), no setor subantártico do Oceano Atlântico Sul. O testemunho IO 0775-47 foi recuperado a uma profundidade de 1.517 m de lâmina d'água, no Banco Maurice Ewing, apresentando 2,82 m de comprimento de sedimentos de idade cenozoica. A litologia consiste predominantemente em intervalos com vasas silicosas e, secundariamente, em intervalos com vasas de nanofósseis calcários e arenitos com seixos. Esta abundante presença de sílica biogênica foi determinante para a escolha deste testemunho em função do objetivo estabelecido para este estudo, que visou compor o biozoneamento para o testemunho a partir do reconhecimento das biozonas com base nos bioeventos de primeira e última ocorrência dos táxons. As 29 amostras obtidas foram processadas quimicamente em laboratório, segundo a metodologia mais adequada às características litológicas de cada intervalo. O material residual foi depositado em lâminas permanentes, nas quais foi possível identificar as espécies de radiolários através da observação em microscópio óptico, possibilitando registrar a distribuição vertical dos táxons. O estudo das associações de radiolários presentes e a análise da distribuição estratigráfica dos táxons permitiu compor o biozoneamento do testemunho, a partir do reconhecimento das biozonas propostas para regiões de médias e altas latitudes. Assim, foram identificadas quatro zonas: 1) Zona *Cycladophora golli regipileus*; 2) Zona *Eucyrtidium puntactum*; 3) Zona *Helotholus vema*; e 4) Zona *Antarctissa denticulata*. Com base na correlação do zoneamento deste testemunho com o zoneamento proposto anteriormente, foi identificada a ausência de sete biozonas, caracterizando um importante hiato ao longo do testemunho. Este hiato foi verificado do Mioceno médio ao final, correspondendo a aproximadamente 10 milhões de anos. O hiato identificado neste estudo foi correlacionado com os registros prévios de outros autores realizados nas regiões antártica e subantártica, no mesmo intervalo de tempo geológico. Considerando-se o histórico geológico da área e a expressiva ausência de biozonas pôde-se concluir que o hiato verificado ao longo do testemunho IO 0775-47 é uma discordância. As causas desta discordância estariam relacionadas, principalmente, ao regime de circulação de correntes termoalinas que se instaurou na região após a abertura da Passagem de Drake, no Oligoceno final. Outros fatores que podem ter contribuído para a ocorrência desta discordância foram as variações climáticas, tais como glaciações, que provocaram mudanças nas velocidades dos fluxos das correntes termoalinas, culminando em períodos de erosão ou não deposição de sedimentos.

Palavras-chave: radiolários; bioestratigrafia do Cenozoico; discordância; Banco Maurice Ewing.

Abstract

LAMM, Fábio. Radiolarian biostratigraphy in the Maurice Ewing Bank, Falkland Plateau, Southwestern Atlantic. 2012. xi, 79p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

This work was carried out from the study of radiolarians identified in sediment samples from the core IO 0775-47, drilled during the cruise 0775 of the research vessel ARA Islas Orcadas. This oceanographic expedition aimed at drilling cores from the Falkland Plateau (Malvinas Plateau), subantarctic sector of South Atlantic Ocean. The core IO 0775-47 was recovered at a 1517 m water depth, in the Maurice Ewing Bank, with a 2.82 m thickness of cenozoic sediments. The lithology consists predominantly of siliceous ooze intervals and, secondarily, of nanofossils ooze and sandstones with pebbles. The abundant presence of biogenic silica was the main reason for choosing this core due to the objectives established for this study that aimed the biostratigraphic zonation of the core through biozones recognition based on first and last occurrence of each taxa. Twenty nine samples were chemically processed in the laboratory according to the most appropriate methodology considering the lithologic characteristics of each interval. The residual material was put on permanent slides, in which it was possible to identify radiolarians species by observation through an optical microscope, allowing to record the stratigraphical distribution of each taxa. From the study of the radiolarian assemblages and the analysis of the range of each taxa, the biostratigraphic zonation of the core was made. It was possible due to biozones recognition for middle and high latitudes. Thus, four zones were identified: 1) *Cycladophora golli regipileus* Zone, 2) *Eucyrtidium puntactum* Zone, 3) *Helotholus Vema* Zone, and 4) *Antarctissa denticulata* Zone. Based on the correlation of the biozones identified in this core with the previous zonation, the lack of seven biozones were identified which characterized an important hiatus along the core. This hiatus were verified from middle to upper Miocene, corresponding a lack of about 10 million years. This hiatus was correlated with previous records from other authors obtained in antarctic and subantarctic regions, at the same geologic time. Considering the geological history of the area and the expressive lack of biozones it can be concluded that the hiatus verified along the core IO 0775-47 is an unconformity. The reasons for this unconformity would be mainly related to the thermohaline circulation patterns which arose in the region after the opening of the Drake Passage started at the upper Oligocene. Additional factors that can have contributed to the occurrence of this unconformity were the climatic variations, such as glaciations, responsible for the changes of thermohaline currents flow speed resulting in erosion or non-depositon sediments.

Key-Words: radiolarians; Cenozoic biostratigraphy; unconformity; Maurice Ewing Bank.

Lista de figuras

Figura 1: Perfil litológico do testemunho IO 0775-47. Modificado de Cassidy <i>et al.</i> (1977)	12
Figura 2: Biozoneamento com radiolários para médias e altas latitudes proposto por Lazarus (1992).....	30
Figura 3: Localização da área de estudo com destaque para o testemunho IO 0775-47, o Platô Falkland e o Banco Maurice Ewing (BME). <i>Google Earth</i> , 2012	32
Figura 4: Mapa batimétrico do Banco Maurice Ewing e seu entorno com a localização do testemunho IO 0775-47. Modificado de Harris & Sliter (1977)	33
Figura 5: Localização da Passagem de Drake e fisiografia do fundo oceânico das regiões antártica e subantártica dos setores sudoeste do Oceano Atlântico e sudeste do Oceano Pacífico. Modificado de <i>Wikipedia Commons</i> , 2012	38
Figura 6: Fisiografia dos setores antártico e subantártico do Oceano Atlântico Sudoeste. Modificado de Ludwig (1983)	40
Figura 7: História geológica da abertura da Passagem de Drake e evolução dos padrões de circulação circum-antártica no Cenozoico. Modificado de Lawver & Gahagan (2003)	42
Figura 8: Padrão de circulação de correntes das regiões antártica e subantártica no Oceano Atlântico Sudoeste. Modificado de Carter <i>et al.</i> (2004).....	44
Figura 9: Tabela de distribuição estratigráfica dos táxons encontrados no testemunho IO 0775-47.....	58
Figura 10: Tabela de distribuição estratigráfica dos táxons com o biozoneamento do testemunho IO 0775-47	62
Figura 11: Correlação do biozoneamento proposto por Lazarus (1992) com o biozoneamento para o testemunho IO 0775-47.....	67

SUMÁRIO

Agradecimentos	vi
Resumo	vii
Abstract	viii
Lista de figuras	ix
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS E METAS	3
3. MATERIAL E MÉTODOS	4
3.1. Material utilizado - Testemunho	4
3.2. Metodologia de tratamento químico das amostras	6
3.3. Metodologia para confecção de lâminas e fotomicrografias	7
3.4. Análise qualitativa	9
4. RADIOLÁRIOS	11
4.1. Generalidades sobre o grupo.....	11
4.2. Bioestratigrafia	12
4.3. Trabalhos prévios sobre bioestratigrafia para médias e altas latitudes....	14
4.4. Arcabouço bioestratigráfico.....	21
5. ÁREA DE ESTUDO – BANCO MAURICE EWING (PLATÔ FALKLAND).....	24
5.1. Localização e importância da área de estudo.....	24
5.2. Evolução tectono-estratigráfica da área.....	27
5.3. Fisiografia das regiões antártica e subantártica do Atlântico Sudoeste ...	32
5.4. Padrão de circulação de correntes da área	36
6. RESULTADOS.....	40
6.1. Sistemática	40

6.2. Distribuição estratigráfica dos táxons	49
6.3. Zoneamento bioestratigráfico com radiolários – IO 0775-47	50
6.4. Análise e interpretação do hiato reconhecido	56
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	61
8. CONCLUSÕES	64
9. RECOMENDAÇÕES	65
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66
APÊNDICES	70
Apêndice A – Estampas.....	71
Apêndice B – Lista de táxons	78

1. INTRODUÇÃO

Os estudos realizados com radiolários como marcadores bioestratigráficos ganharam maior impulso a partir de 1960, quando as técnicas de perfuração e datações absolutas foram aperfeiçoadas.

Desde então os trabalhos começaram a apresentar bons resultados a partir dos novos esquemas bioestratigráficos propostos, sendo que atualmente este grupo de microfósseis tem sua aplicabilidade consolidada dentro da Micropaleontologia (De Wever *et al.*, 2001).

Os radiolários, assim como os demais grupos de microfósseis, possuem importantes aplicações na indústria petrolífera servindo como base para interpretações de cunho estratigráfico, o que também impulsionou a ampliação e refinamento dos estudos bioestratigráficos destes microfósseis. Este estudo vem a corroborar a importância do grupo como ferramenta capaz de auxiliar nas interpretações estratigráficas de diferentes áreas geográficas, incluindo as regiões antártica e subantártica.

Os esquemas bioestratigráficos para as regiões antártica e subantártica evoluíram bastante ao longo do século passado, culminando em refinados esquemas bioestratigráficos que têm aplicação em sedimentos depositados ao redor de todo continente antártico. Dentre os esquemas bioestratigráficos existentes para esta área, destacam-se aqueles propostos por Abelmann (1992) e Lazarus (1992), que já possuem sua aplicabilidade confirmada por diversos trabalhos posteriores em torno do continente antártico.

A região do Platô Falkland ainda é uma região com poucos estudos de cunho bioestratigráfico que podem começar a ganhar impulso devido às descobertas de acumulações de óleo em folhelhos betuminosos próximos às Ilhas Falkland (Ilhas Malvinas), situadas sobre o platô, melhorando assim o conhecimento geológico da área.

As análises realizadas neste trabalho foram feitas a partir de amostras provenientes de um testemunho recuperado na parte ocidental do Banco Maurice Ewing, que é uma feição geológica integrante do Platô Falkland, localizado no Atlântico Sudoeste.

O intervalo pós-oligocênico é caracterizado pela mudança no padrão de circulação de correntes ao redor do continente antártico devido à abertura da Passagem de Drake, entre a América do Sul e a Antártica. Por esta razão houve um aumento na intensidade dos fluxos das correntes que circundam o continente antártico, causando alterações nos padrões de sedimentação e erosão das regiões antártica e subantártica (Ciesielski & Wise, 1977).

Diversos autores, entre os quais, Ciesielski *et al.*, (1982), Abelmann (1990; 1992) e Lazarus (1992) verificaram a ocorrência de discordâncias ao longo de todo o Cenozoico em torno do continente antártico, a partir de trabalhos realizados nas regiões antártica e subantártica de todos oceanos, evidenciando diferentes períodos de variações climáticas e mudanças na velocidade das correntes circum-antárticas.

2. OBJETIVOS E METAS

O objetivo deste trabalho foi estabelecer o biozoneamento do testemunho IO 0775-47 através da bioestratigrafia de radiolários.

Visando alcançar o objetivo do trabalho as seguintes metas foram estabelecidas:

- Identificar e classificar os táxons de radiolários com base na taxonomia estabelecida para as regiões antártica e subantártica;
- reconhecer os bioeventos de primeira e última ocorrências de cada táxon, em especial das espécies-guia do Neógeno e Quaternário, a fim de delimitar os limites inferiores e superiores das biozonas;
- analisar a distribuição temporal de cada táxon encontrado ao longo de todo testemunho;
- compor o biozoneamento do testemunho com base na identificação dos bioeventos encontrados de modo a posicionar cronoestratigraficamente as seções do testemunho;
- determinar horizontes de correlação, hiatos ou outras superfícies estratigráficas ao longo do testemunho.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Material utilizado - Testemunho

O material de estudo utilizado neste trabalho foi coletado em 1975, durante a realização do Cruzeiro 0775, a bordo do navio *ARA Islas Orcadas*, patrocinado pelo programa *Antarctic Research Facility* do Departamento de Geologia da Universidade da Flórida. A viagem, que teve como objetivo a realização de pesquisas oceânicas, iniciou no porto de Buenos Aires, seguiu até o Platô Falkland estendendo-se até a Bacia da Geórgia, e retornou a Buenos Aires. Foram recuperados 44 testemunhos a pistão de um total de 57 tentativas de testemunhagem, entre os quais um testemunho (IO 0775-47) foi escolhido para integrar este estudo devido à grande presença de vasas silicosas em sua composição (Cassidy *et al.*, 1977).

O testemunho selecionado é composto por 29 amostras, espaçadas de 10 cm, totalizando 282 cm de comprimento a partir do fundo oceânico. Do total de 29 amostras que compõem o testemunho, 27 amostras foram recebidas para estudo e duas amostras não foram cedidas devido à impossibilidade de desagregá-las, deste modo não permitindo o processamento químico e posterior análise dos microfósseis. O local da coleta do testemunho está situado na latitude 50°32,9' S e longitude 45°18,4' W, sob 1517 m de lâmina d'água, localizado no Banco Maurice Ewing.

Junto às amostras foi cedido o relatório técnico do cruzeiro com informações sobre a viagem e os testemunhos, de onde foram retiradas as informações acerca da área de estudos, assim como o perfil do testemunho e sua descrição detalhada que incluiu análise composicional megascópica para definir a litologia, análise composicional de lâminas para verificar o conteúdo paleontológico e, por fim, análise de carbonatos (Cassidy *et al.*, 1977).

O testemunho é composto predominantemente por vasas de radiolários e nanofósseis calcários, correspondendo a aproximadamente 75% da composição total do testemunho, e em

menor proporção, ocorrem vasas silicosas (radiolários, diatomáceas e silicoflagelados), vasas de diatomáceas e foraminíferos, e arenitos com seixos (Figura 1).

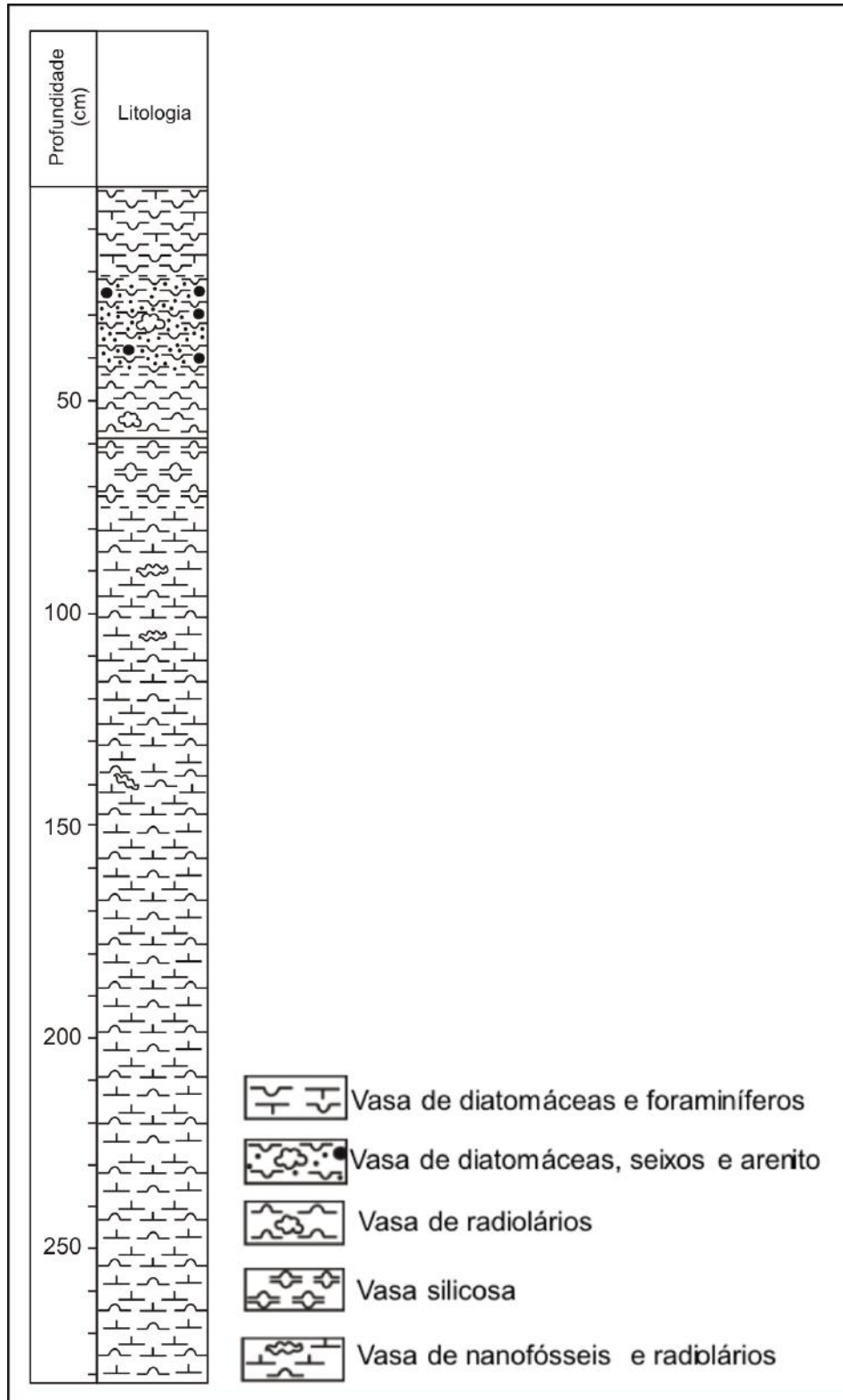


Fig. 1: Perfil litológico do testemunho IO 0775-47. Modificado de Cassidy *et al.* (1977).

3.2. Metodologia de tratamento químico das amostras

As amostras selecionadas para o estudo continham 4 cm³ de material para ser processado quimicamente, e o mesmo volume para ser armazenado como arquivo. Todas as 27 amostras recebidas foram processadas quimicamente com sucesso. O processamento foi executado nas dependências do Laboratório de Preparação de Microfósseis e no Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica (LAFO)/UFRJ, deste modo permitindo a análise do conteúdo fóssil.

O processamento químico das amostras seguiu a metodologia padrão para radiolários de acordo com a litologia de cada amostra (De Wever *et al.*, 2001) que compreende as seguintes etapas:

- Todo o volume de cada amostra é colocado em um béquer identificado com a profundidade da amostra, onde é adicionado um volume de 100 ml de água.
- Os béqueres são colocados sobre uma chapa aquecedora a uma temperatura de 100 °C.
- É adicionado um volume de 50 ml de peróxido de hidrogênio (H₂O₂) para eliminar a matéria orgânica contida na amostra. Observa-se a reação até ela cessar, quando então, as amostras são colocadas em uma peneira com abertura de 38 µm e lavadas com água corrente até que não liberem mais material fino.
- Após a lavagem as amostras são observadas em lupa para verificar a necessidade de repetir a etapa anterior ou prosseguir com o processamento.
- Prosseguindo com o processamento, as amostras são colocadas novamente em béqueres com 100 ml de água sobre a chapa aquecedora e então são adicionados 50 ml de ácido clorídrico (HCl) para eliminar a fração carbonática da amostra.

- Novamente as amostras são lavadas e analisadas em lupa. Caso as amostras ainda não estejam livres de argilas, pode-se fazer a reação com hexametáfosfato de sódio ($\text{Na}_6\text{P}_6\text{O}_{19}$) para eliminar o material fino que adere aos esqueletos dos microfósseis.

- Após a lavagem final das amostras, o resíduo é colocado em recipientes de porcelana junto com água e levado para uma estufa a 70 °C para secagem.

O material retirado da estufa após a secagem é retirado dos recipientes de porcelana com ajuda de pincéis e é colocado em pequenos recipientes de plástico identificados com a profundidade das amostras.

Este resíduo pode ser triado para que se faça a análise em lupa ou, como no caso deste trabalho, ser utilizado para confecção de lâminas para posterior análise em microscópio óptico, visto que trata-se de material muito rico em microfósseis.

3.3. Metodologia para confecção de lâminas e fotomicrografias

O resíduo das 27 amostras processadas quimicamente foi utilizado para a confecção de lâminas permanentes. Para cada amostra foram confeccionadas duas lâminas, perfazendo um total de 54 lâminas.

As lâminas qualitativas têm como objetivo a identificação de espécies, as quais são fundamentais para criar-se o arcabouço bioestratigráfico do poço.

O procedimento seguido para a confecção das lâminas permanentes seguiu a metodologia padrão (De Wever *et al.*, 2001) que consiste nas seguintes etapas:

- O resíduo processado é colocado dentro de um béquer identificado com a profundidade da amostra e após é adicionado um volume de 100 ml de água.

- Agita-se a mistura para obter-se a homogeneização e, passados alguns segundos, tempo suficiente para os minerais, mais densos, afundarem, usa-se uma pipeta graduada para coletar um volume de material da parte mais superficial da mistura.

- O material contido na pipeta é colocado sobre uma lâmina de vidro de 25x75 mm contendo uma etiqueta de identificação provisória e após, coloca-se esta lâmina sobre uma chapa aquecedora a 70 °C até o líquido evaporar e restar apenas o resíduo sólido.

- Distribui-se o material de forma a preencher a área da lâmina, correspondente ao tamanho da lamínula (50x25mm), com resíduo sólido.

- Sobre uma lamínula de vidro de 50x25 mm colocam-se algumas gotas de Bálsamo do Canadá Natural e em seguida repousa-se esta lamínula sobre a chapa aquecedora até o bálsamo se espalhar por toda área da lamínula.

- Adicionam-se duas a três gotas de xilol sobre lâmina para evitar a formação de bolhas de ar e então habilmente vira-se a lamínula sobre a lâmina contendo o material sólido, de modo que o bálsamo una as duas chapas de vidro colando-as.

- A lâmina já preparada segue para a estufa até secar.

Após todas as lâminas estarem prontas, elas são limpas com o uso de álcool e xilol para retirar o bálsamo das bordas e, por fim, retiram-se as etiquetas provisórias que são substituídas por etiquetadas definitivas contendo os dados da amostra.

Estas lâminas permanentes são guardadas em caixas porta-lâminas específicas, depositadas nas dependências do LAFO/UFRJ.

Para este estudo foram feitas apenas lâminas qualitativas, onde a quantidade de material adicionado à lâmina é máxima e não segue um padrão de volume. Já no caso de lâminas quantitativas deve-se adicionar sempre um volume padrão para todas as lâminas já que o objetivo é a comparação do número de exemplares em cada uma.

Todas as 27 lâminas confeccionadas foram analisadas em microscópio óptico de luz transmitida (marca Zeiss, modelo Axioskop 40 utilizando ocular de 10X e objetivas de 10X e 20X) permitindo assim a identificação e classificação taxonômica das espécies de radiolários

contidas no material, com ênfase nas espécies-guia propostas pelo biozoneamento com base em radiolários do Cenozoico para altas latitudes (Lazarus, 1992).

Os exemplares mais característicos e bem preservados de cada espécie foram fotografados através de câmera acoplada ao microscópio (marca Zeiss, modelo AxioCam ICc 3) por meio do *software* AxioVision (marca Carl Zeiss Imaging Solutions, modelo AxioVs40 v 4.6.3.0) e sua posição na lâmina foi registrada com auxílio do *England FinderTM*.

Posteriormente as fotomicrografias foram editadas e confeccionaram-se estampas com as imagens obtidas, por meio do *software* Adobe Photoshop CS4, com o objetivo de ilustrar as espécies mais relevantes no testemunho.

3.4. Análise qualitativa

As lâminas foram analisadas com o objetivo de identificar as espécies-guia, assim como as associações de espécies encontradas, visando o posicionamento estratigráfico do poço de acordo com as respectivas biozonas com base na bioestratigrafia de radiolários.

Utilizou-se a bibliografia clássica para o Cenozoico das regiões antártica e subantártica (Riedel, 1958; Weaver, 1976, 1983; Chen, 1974, 1975; Nakaseko & Nishimura, 1982; Nigrini & Lombardi, 1984; Abelmann, 1990, 1992; Lazarus, 1990, 1992 e Van de Paverd, 1995) incluindo fotografias e descrições detalhadas de cada espécie, servindo como base para a identificação dos exemplares.

Através da observação da presença e ausência das espécies foi composta uma tabela de distribuição vertical onde apresentaram-se a ocorrência de cada espécie identificada no testemunho IO 0775-47, o perfil litológico do testemunho e o grau de preservação dos exemplares.

Para a classificação do grau de preservação dos exemplares foi utilizada uma escala com três categorias: ruim (R), moderada (M) ou boa (B). Os critérios utilizados para

determinar o grau de preservação levaram em consideração o grau de preenchimento ou revestimento por sedimentos nas carapaças silicosas, assim como a aparência óptica, no caso, caráter translúcido ou opaco, e estão especificados abaixo:

- R: carapaças preenchidas ou revestidas por sedimentos, apresentando-se opacas à luz transmitida.
- M: carapaças com moderado preenchimento ou revestimento por sedimentos, apresentando-se opacas à luz transmitida.
- B: carapaças sem preenchimento e revestimento por sedimentos, apresentando-se translúcidas à luz transmitida.

4. RADIOLÁRIOS

4.1. Generalidades sobre o grupo

Radiolários são microorganismos unicelulares, marinhos, planctônicos e vivem ao longo de toda coluna d'água. Possuem um esqueleto constituído por sílica amorfa que é o responsável pela sua preservação no registro geológico.

Estes esqueletos apresentam morfologias variadas resultando na diversidade de espécies observadas no registro fóssil. Possuem dimensões variáveis apresentando-se geralmente entre 30 μm e 2000 μm .

Estes microorganismos vivem, em sua maioria, como formas solitárias, mas também são conhecidas algumas foram coloniais. Constituem um dos grupos de microfósseis mais antigos, conhecido atualmente, sendo reconhecidos no registro geológico desde o período Cambriano até o Recente (De Wever *et al.*, 2001).

Os radiolários, como microfósseis, são classificados no Reino Protista e estão divididos em duas superordens, Polycystina e Phaeodaria, segundo a taxonomia apresentada por De Wever *et al.* (2001). A classe Polycystina agrupa os organismos cujo esqueleto é composto basicamente por sílica amorfa e, graças à sua composição, são predominantes no registro geológico. Já a superordem Phaeodaria compreende os organismos compostos por sílica e partes orgânicas, que são de difícil preservação no registro geológico.

A principal característica que permite a diferenciação entre os táxons é a grande variação morfológica dos esqueletos silicosos. A preservação dos esqueletos, assim como a rápida evolução de alguns grupos de radiolários da superordem Polycystina no tempo geológico, atribui características de importantes fósseis-guia ao grupo, permitindo a sua utilização em estudos paleoceanográficos e bioestratigráficos.

A partir do desenvolvimento dos estudos destes microfósseis em diversas áreas geográficas e dos bons resultados bioestratigráficos e paleoceanográficos fornecidos pelos trabalhos realizados a partir dos anos 1960, atualmente os radiolários constituem-se em importantes ferramentas de estudos micropaleontológicos aplicados para a determinação de idades e reconstruções paleoambientais (De Wever *et al.*, 2001).

4.2. Bioestratigrafia

De acordo com De Wever *et al.* (2001), por um longo tempo os radiolários não despertaram o interesse dos micropaleontólogos devido a conceitos taxonômicos equivocados e também pela dificuldade de extraírem-se os esqueletos silicosos das rochas. Os trabalhos pioneiros realizados com radiolários por Meyen (1834) e seguidos por Ehrenberg (1844), Haeckel (1887), Haecker (1908) e Popofsky (1908) foram muito importantes para ampliar o conhecimento taxonômico sobre os diversos grupos de radiolários (Eilert, 1997).

Os estudos iniciais eram apoiados em técnicas muito rudimentares de coletas de testemunhos e obtenção de idades, por esta razão muitas interpretações errôneas foram registradas acerca da bioestratigrafia de radiolários. Estes fatores contribuíram para que estes microfósseis fossem considerados como maus indicadores bioestratigráficos, o que perdurou até meados dos anos 1950.

A partir de então destacam-se os trabalhos bioestratigráficos pioneiros de Riedel (1957; 1959), para regiões tropicais e subtropicais do Oceano Pacífico e de Hays (1965), para as regiões antártica e subantártica.

Com o início e desenvolvimento dos programas de perfurações de fundo oceânico (*Deep Sea Drilling Project - DSDP*, *Ocean Drilling Program - ODP* e o atual *Integrated Ocean Drilling Program - IODP*) a partir da década de 60 do século passado tornou-se possível recuperar longas e contínuas seções sedimentares cenozoicas que possuíam variado

conteúdo micropaleontológico. Na mesma época começaram a surgir novas técnicas de tratamento de amostras que permitiram a recuperação de radiolários de rochas silicosas mesozoicas e até mesmo paleozoicas.

A partir das seções recuperadas pelos programas de perfuração citados, diversos trabalhos foram realizados, nos quais criaram-se arcabouços bioestratigráficos calibrados com idades paleomagnéticas e fornecidas por estudos de isótopos, que tornaram possível o uso dos radiolários como ferramenta bioestratigráfica, qualificando-os como bons marcadores bioestratigráficos.

Existem hoje esquemas bioestratigráficos com base em radiolários propostos para as mais diferentes áreas do globo e para todos os intervalos de tempo geológico, a partir do Cambriano, o que confere ao grupo importante aplicabilidade no âmbito da Micropaleontologia (Eilert, 1997).

Atualmente a utilização dos radiolários como fósseis-guia com o objetivo de fornecer datações relativas e estudos paleoceanográficos está consolidada, não restando dúvidas da importância deste grupo de microfósseis (De Wever *et al.*, 2001).

Os radiolários distribuem-se em todos os oceanos desde as regiões neríticas até as hadais, porém as espécies não se distribuem de forma homogênea. Como existem espécies com diferentes afinidades termais ou de salinidade, existem também diferentes esquemas bioestratigráficos para cada região do globo, variando de acordo com os oceanos e as latitudes (De Wever *et al.*, 2001).

No item a seguir estão detalhados os trabalhos de cunho bioestratigráfico mais relevantes realizados nas regiões antárticas e subantárticas nos diferentes oceanos.

4.3. Trabalhos prévios sobre bioestratigrafia para médias e altas latitudes

Com o avanço do conhecimento científico e dos trabalhos realizados com radiolários antárticos e subantárticos até 1965 pôde-se criar um grande acervo taxonômico, permitindo assim a identificação e classificação das espécies típicas de altas latitudes.

Até então, destacam-se os trabalhos com radiolários coletados em sedimentos superficiais ou plâncton, realizados por Ehrenberg (1844), Haeckel (1887), Haecker (1908), Popofsky (1908), Riedel (1958) e Nakaseko (1959), principalmente nos setores antártico e subantártico dos oceanos Índico e Pacífico.

Hays (1965) realizou o primeiro trabalho com o objetivo de criar um arcabouço bioestratigráfico com base em radiolários para as regiões de médias e altas latitudes, através do estudo de 65 testemunhos coletados na região antártica, mais precisamente ao longo da Frente Polar. A partir das associações de radiolários encontradas foram propostas quatro zonas bioestratigráficas (Φ , X, Ψ e Ω), porém não foram correlacionadas com idades absolutas ou com outros grupos fósseis.

Posteriormente, Opdyke *et al.* (1966) realizaram um trabalho com o objetivo de correlacionar as zonas bioestratigráficas propostas por Hays (1965) com idades absolutas obtidas através de estudos de reversões magnéticas. Para calcular estas idades, Opdyke *et al.* (1966) utilizaram dois métodos distintos que forneceram o mesmo resultado. Um método utilizou o excesso de Th^{230} e o outro método utilizou as reversões magnéticas. A análise desses dados permitiu calcular as taxas de sedimentação e assim fornecer as idades dos limites das zonas. Como resultado, Opkyke *et al.* (1966) conseguiram datar as quatro zonas propostas por Hays (1965), sendo a zona (Φ) pertencente ao Neógeno e as zonas (X, Ψ e Ω) pertencentes ao Quaternário. Verificou-se também que existe uma relação entre as reversões magnéticas e os limites das biozonas propostas.

Hays & Opdyke (1967) realizaram um trabalho com três testemunhos coletados pelo *U.S.N.S. Eltanin* nos setores antártico e subantártico do Oceano Pacífico, que alcançou idades de aproximadamente 5,0 Ma. Deste modo puderam definir duas novas zonas bioestratigráficas (Y e T), que correspondem ao Plioceno.

Bandy *et al.* (1971) revisaram aqueles testemunhos coletados pelo *U.S.N.S. Eltanin*, estudados anteriormente por Hays & Opdyke (1967). Através deste estudo foram propostas cinco novas zonas bioestratigráficas para as regiões antártica e subantártica, todas representando um refinamento das zonas propostas anteriormente por Hays (1965) e Hays & Opdyke (1967). Os autores subdividiram a Zona Ω em **a** e **b**; a Zona Y em **a**, **b**, **c** e **d**; e a Zona T em **a** e **b**, mantendo os limites superiores de cada zona, ou seja, as subdivisões **a**, como os limites propostos originalmente. Também tentaram correlacionar os principais bioeventos de organismos planctônicos do Neógeno daquelas regiões com aqueles de regiões temperadas e tropicais.

Weaver (1973) analisou 14 testemunhos da região antártica, ao sul da Austrália e concluiu que as últimas ocorrências e extinções de algumas espécies-guia de radiolários do Plioceno eram diacrônicas dentro do Oceano Austral, contestando assim a sincronicidade dos níveis bioestratigráficos de radiolários vistos por Hays (1965). O autor cita que esta discrepância pode ser resultado do fato de testemunhos, que alcançavam sedimentos pliocênicos, comumente apresentarem discordâncias, além de uma maior possibilidade de mistura.

Com a, até então inédita, expedição do *Glomar Challenger* à região antártica, em 1972 (*DSDP - Leg 28*) pôde-se pela primeira vez estudar radiolários pré-pliocênicos de altas latitudes.

Chen (1975), estudando os sedimentos coletados durante tal expedição, propôs o primeiro biozoneamento com radiolários para altas latitudes, englobando o período do

Mioceno ao Pleistoceno. O autor analisou 12 testemunhos coletados no setor antártico do Oceano Índico, ao sul da Austrália e Nova Zelândia. O esquema bioestratigráfico proposto foi adaptado e modificado daquele proposto anteriormente por Hays & Opdyke (1967), enquanto que para os sedimentos neogênicos foi elaborado um esquema inédito contando com 11 biozonas, que foram correlacionadas com bioestratigrafia de nanofósseis calcários, com o objetivo de estabelecer novas zonas.

Petrushevskaya (1975) publicou um trabalho no qual analisou três testemunhos coletados durante o *Leg 29* do *DSDP*, nos setores antártico e subantártico da região sudoeste do Oceano Pacífico. Neste trabalho a autora tentou estabelecer os limites de distribuição de cada espécie de radiolários identificada. Porém, devido ao pequeno número de seções estudadas, foi difícil o estabelecimento de períodos síncronos de mudanças na fauna de radiolários assim como suas distribuições geográficas. Deste modo, a autora absteve-se de delimitar zonas de radiolários para o intervalo estudado. Como resultado, foi apresentada uma correlação entre os eventos bioestratigráficos registrados nas amostras com os zoneamentos propostos anteriormente para a área.

Weaver (1976) analisou 11 testemunhos coletados pelo *U.S.N.S. Eltanin* e dois testemunhos do *DSDP Leg 35*, localizados no setor sudeste do Oceano Pacífico. A partir dos resultados pôde-se propor quatro novas zonas bioestratigráficas estendendo-se do Mioceno final ao Plioceno. Este novo esquema pode ser reconhecido nos estudos realizados entre as latitudes 55° S e 65° S.

Keany (1979) elaborou um detalhado zoneamento bioestratigráfico para o Plioceno inicial da região antártica a partir da análise de nove testemunhos do *U.S.N.S. Eltanin* e dois do *Leg 28* do *DSDP*, coletados no setor sudeste do Oceano Índico e sudoeste do Oceano Pacífico, ao sul da Austrália. O autor propôs cinco novas zonas de amplitude parcial, baseadas nas primeiras ou últimas ocorrências de várias espécies-guia de radiolários.

Weaver (1983) estudou quatro testemunhos do *Leg 71* do *DSDP* coletados no Platô Falkland e flanco oeste da dorsal meso-atlântica, na porção ocidental do Oceano Atlântico Sul. Dois desses testemunhos foram coletados com um novo método de perfuração, o *HPC* (*Hydraulic Piston Coring*), permitindo coletar seções sedimentares longas com o mínimo de alteração. Para este estudo foi recuperada uma seção completa do Eoceno superior ao Mioceno inferior, uma seção que apresentou o limite Mioceno médio-final bem marcado, uma seção do Mioceno médio bem desenvolvida e uma seção do intervalo Plioceno, com registro de altas taxas de sedimentação. O autor usou o biozoneamento proposto anteriormente por Chen (1975) como base para seu trabalho, porém redefiniu os limites de algumas zonas e retirou outras. Não foi desenvolvido um zoneamento para o Paleógeno devido ao caráter endêmico das espécies encontradas, mas pôde-se determinar as idades baseando-se em espécies-índice secundárias, de regiões de baixas latitudes. Um hiato foi indicado pelo autor dentro do Mioceno para o intervalo entre 8,3 e 6,0 Ma, sendo encontrado em todos os poços analisados no *Leg 71*.

A expedição do *Leg 113* do *ODP* no Mar de Weddell, Atlântico Sul, em 1988, foi responsável pela coleta de testemunhos que apresentaram seções do Oligoceno superior ao Holoceno (Lazarus, 1990).

Lazarus (1990) estudou os testemunhos do *Leg 113* do *ODP*, que compreendiam o intervalo do Mioceno médio ao Recente, com o objetivo de propor um biozoneamento mais aperfeiçoado que os existentes até o momento para este intervalo. O autor também criticou o zoneamento proposto anteriormente por Chen (1975) alegando que aquele esquema provou-se de difícil aplicação devido à inconsistência na definição das espécies e consequente dificuldade de identificação da distribuição estratigráfica das mesmas. Lazarus (1990) manteve o zoneamento proposto por Hays (1965) e Hays & Opdyke (1967) e utilizou apenas

uma zona proposta pelo esquema bioestratigráfico de Chen (1975), porém a subdividiu e redefiniu os seus limites.

Abelmann (1990) estudou as seções da base dos testemunhos do *Leg 113* do *ODP* que compreendiam o intervalo do Oligoceno ao Mioceno médio. Esta análise resultou na definição de cinco novas zonas e na redefinição de cinco zonas propostas anteriormente por Chen (1975). Verificou-se também que duas zonas do esquema bioestratigráfico de Chen (1975), *Spongomelissa dilli* e *Calocyclus disparidens*, não foram reconhecidas nos testemunhos analisados. Este é um motivo pelo qual é difícil de correlacionar os estudos mais recentes com os esquemas propostos por Chen (1975), especialmente em determinados intervalos cronoestratigráficos. Como razões para esta constatação, a autora enunciou que (1) as sequências sedimentares analisadas por Chen (1975) eram perturbadas por diversas discordâncias, (2) as espécies-guia usadas por Chen (1975) diferiam das utilizadas por Abelmann (1990), e (3) problemas taxonômicos levaram provavelmente às interpretações errôneas acerca da distribuição estratigráficas das mesmas. Neste trabalho, sempre que possível, a autora utilizou as primeiras ocorrências das espécies para definir as biozonas evitando assim problemas de interpretação provocados por retrabalhamento, o qual é muito comum nas sequências sedimentares antárticas. Diversos hiatos foram identificados por Abelmann (1990) no intervalo do Oligoceno ao Mioceno médio em dois dos poços estudados; entre eles, um apresenta distribuição de aproximadamente 6,0 Ma e a maioria em torno de 2,0 a 3,0 Ma.

Calet (1991) analisou oito testemunhos coletados durante o *Leg 119 – ODP* ao longo do Platô Kerguelen-Heard, localizado no setor antártico do Oceano Índico. Pela primeira vez o limite Eoceno-Oligoceno foi reconhecido com radiolários em sedimentos antárticos. A presença de hiatos e de sequências condensadas foi observada no Mioceno, tornando a assembléia de radiolários menos completa. Foi proposto um novo esquema bioestratigráfico

para o Neógeno e Quaternário consistindo de 16 zonas, incluindo ainda as zonas propostas por Hays (1965), Hays & Opdyke (1967) e Chen (1975) posteriormente alteradas por Weaver (1983), com algumas modificações.

Lazarus (1992) analisou seções de testemunhos coletados durante os *Legs* 119 e 120 ao longo do Platô Kerguelen, localizado no setor antártico do Oceano Índico. Estas seções forneceram uma oportunidade de confirmar e refinar o biozoneamento com radiolários para o Neógeno da Antártica. Com base no estudo das seções o autor pôde definir três novas zonas para o intervalo do Mioceno final (Figura 2). A partir da análise dos dados o autor também verificou a existências de três importantes hiatos na sedimentação, ocorrendo no Mioceno médio, Mioceno final e Plioceno final.

Abelmann (1992) analisou seções de três testemunhos coletados durante o *Leg* 120 ao longo do Platô Kerguelen, localizado no setor antártico do Oceano Índico. A autora estudou seções do Mioceno inferior e Mioceno médio com o objetivo de obter um melhor refinamento bioestratigráfico para a área. Com os resultados da análise das amostras a autora redefiniu os limites das zonas propostas anteriormente por Abelmann (1990) e substituiu duas zonas do trabalho anterior, *Antarctissa deflandrei* e *Dendrospyrus megalcephalis*, pela zona *Actinomma golownini*. A principal discordância encontrada no registro sedimentar corresponde ao intervalo de tempo entre 16,5 Ma e 11,0 Ma, no intervalo do Mioceno médio. Estas discordâncias podem estar ligadas as principais alterações climáticas que ocorreram entre 16,0 Ma e 13,0 Ma e que levaram às principais glaciações, das regiões antártica e subantártica (Miller *et al.*, 1987).

Takemura (1992) estudou dois testemunhos do *Leg* 120 coletados ao longo do Platô Kerguelen, localizado no setor antártico do Oceano Índico. Através da análise detalhada das amostras, o autor propôs um biozoneamento inédito para o Paleógeno, definindo três novas

biozonas e descrevendo três novas espécies, a saber, *Axoprunum (?) irregularis*, *Eucyrtidium cheni* e *Eucyrtidium spinosum*.

Lazarus (2002) utilizou um testemunho coletado durante o *Leg 178* do *ODP*, localizado no Oceano Austral próximo a Península Antártica, para realizar um trabalho com os objetivos de datar os sedimentos recuperados para auxiliar nos estudos da camada de gelo antártica, assim como testar a viabilidade dos esquemas zonais propostos anteriormente em áreas próximas, também nas regiões antártica e subantártica. Com os resultados obtidos o autor pôde corroborar a utilidade do biozoneamento proposto por Lazarus (1992) para o intervalo do Mioceno final ao Plioceno. O autor reconheceu a mesma assembléia de radiolários, incluindo as espécies-guia, utilizadas para definir o biozoneamento de testemunhos coletados no Platô Kerguelen, confirmando que aquele esquema bioestratigráfico serve como base para qualquer trabalho de mesmo cunho a partir de sedimentos antárticos e subantárticos.

Por fim, o registro mais recente é o de Vigour & Lazarus (2002) que, através da análise de um testemunho coletado durante o *Leg 183* do *ODP*, ao longo do Platô Kerguelen, localizado no setor antártico do Oceano Índico, realizaram um trabalho com os objetivos de documentar a distribuição estratigráfica das espécies durante o intervalo do Mioceno final ao Plioceno. Os autores verificaram que as espécies-guia típicas do intervalo estudado foram reconhecidas na maioria das amostras, comprovando mais uma vez a eficiência do esquema bioestratigráfico proposto por Lazarus (1992).

Neste trabalho foi utilizado como base para a interpretação dos resultados o esquema bioestratigráfico proposto por Lazarus (1992) devido a este biozoneamento ser o mais refinado e compreender um intervalo de tempo contínuo do Mioceno inicial ao Holoceno para as regiões de média e altas latitudes (Figura 2).

4.4. Arcabouço bioestratigráfico

De acordo com o zoneamento bioestratigráfico proposto por Lazarus (1992), que foi escolhido para servir como base para este trabalho, as biozonas definidas com base nos bioeventos de primeira e/ou última ocorrência dos táxons, em ordem estratigráfica, são:

Zona *Cycladophora antiqua*

Base: Primeira ocorrência de *Cycladophora antiqua*

Topo: Primeira ocorrência de *Cytocapsella longithorax*

Zona *Cyrtocapsella longithorax*

Base: Primeira ocorrência de *Cytocapsella longithorax*

Topo: Primeira ocorrência de *Cycladophora golli regipileus*

Zona *Cycladophora golli regipileus*

Base: Primeira ocorrência de *Cycladophora golli regipileus*

Topo: Primeira ocorrência de *Eucyrtidium puntactum*

Zona *Eucyrtidium puntactum*

Base: Primeira ocorrência de *Eucyrtidium puntactum*

Topo: Primeira ocorrência de *Cycladophora humerus*

Zona *Cycladophora humerus*

Base: Primeira ocorrência de *Cycladophora humerus*

Topo: Primeira ocorrência de *Actinomma golownini*

Zona *Actinomma golownini*

Base: Primeira ocorrência de *Actinomma golownini*

Topo: Primeira ocorrência de *Cycladophora spongothorax*

Zona *Cycladophora spongothorax*

Base: Primeira ocorrência de *Cycladophora spongothorax*

Topo: Transição evolutiva de *Acrosphaera murrayana* para *Acrosphaera australis*

Zona *Acrosphaera australis*

Base: Transição evolutiva de *Acrosphaera murrayana* para *Acrosphaera australis*

Topo: Última ocorrência de *Cycladophora spongothorax*

Zona *Siphonosphaera vesuvius*

Base: Última ocorrência de *Cycladophora spongothorax*

Topo: Primeira ocorrência de *Acrosphaera ? labrata*

Zona *Acrosphaera ? labrata*

Base: Primeira ocorrência de *Acrosphaera ? labrata*

Topo: Primeira ocorrência de *Amphymenium challengeræ*

Zona *Amphymenium challengeræ*

Base: Primeira ocorrência de *Amphymenium challengeræ*

Topo: Última ocorrência de *Amphymenium challengeræ*

Zona Tau

Base: Última ocorrência de *Amphymenium challengeræ*

Topo: Primeira ocorrência de *Helotholus vema*

Zona Upsilon

Base: Primeira ocorrência de *Helotholus vema*

Topo: Última ocorrência de *Helotholus vema*

Zona Phi

Base: Última ocorrência de *Helotholus vema*

Topo: Última ocorrência de *Eucyrtidium calvertense*

Zona Chi

Base: Última ocorrência de *Eucyrtidium calvertense*

Topo: Última ocorrência de *Pterocanium charybdeum trilobum*

Zona Phi

Base: Última ocorrência de *Pterocanium charybdeum trilobum*

Topo: Última ocorrência de *Stylatractus universus*

Zona Phi

Base: Última ocorrência de *Stylatractus universus*

Topo: Holoceno

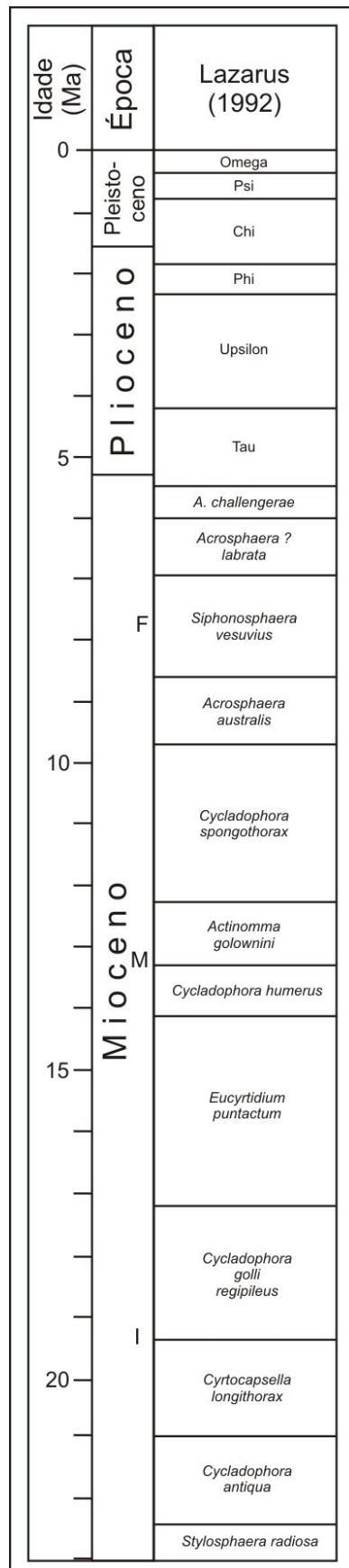


Fig. 2: Biozoneamento com radiolários para médias e altas latitudes proposto por Lazarus (1992).

5. ÁREA DE ESTUDO – BANCO MAURICE EWING (PLATÔ FALKLAND)

5.1. Localização e importância da área de estudo

O Banco Maurice Ewing é uma feição geomorfológica localizada entre os paralelos 49° S e 52° S e os meridianos 41° W e 47° W (Figura 3), sob águas subantárticas, no Platô Falkland, sobre a Placa Sul-Americana, a aproximadamente 1.500 km de distância da costa argentina, e apresenta toda sua área imersa (Cassidy *et al.*, 1977).

O Platô Falkland é uma projeção submarina da margem continental do continente sul-americano que estende-se desde a borda da plataforma continental argentina até 1.800 km a leste das Ilhas Falkland.

O platô é limitado ao norte por uma escarpa e ao sul pela Cordilheira da Scotia do Norte. Entre o platô e a cordilheira situa-se a Calha Falkland que começa como uma suave depressão na plataforma continental e estende-se paralelamente à cordilheira até a longitude de 42° W, onde encontra a Bacia da Geórgia, atingindo uma profundidade de 3.700 m (Ludwig, 1983) (Figura 3).

O Cruzeiro 0775 foi realizado a bordo do navio *ARA (Armada Argentina) Islas Orcadas* patrocinado pelo programa *Antarctic Research Facility* do Departamento de Geologia da Universidade da Flórida. Esta expedição foi responsável pela coleta do testemunho utilizado no presente estudo, que foi recuperado no setor ocidental do Banco Maurice Ewing.

A área em questão mostra dois aspectos importantes: um do ponto de vista geológico e outro do ponto de vista econômico.

Geologicamente a área ainda pode fornecer dados muito importantes para contribuir com os modelos de evolução geológica do Platô Falkland, da abertura da Passagem de Drake e das alterações climáticas que ocorreram ao longo do tempo geológico nas regiões antártica e subantártica.

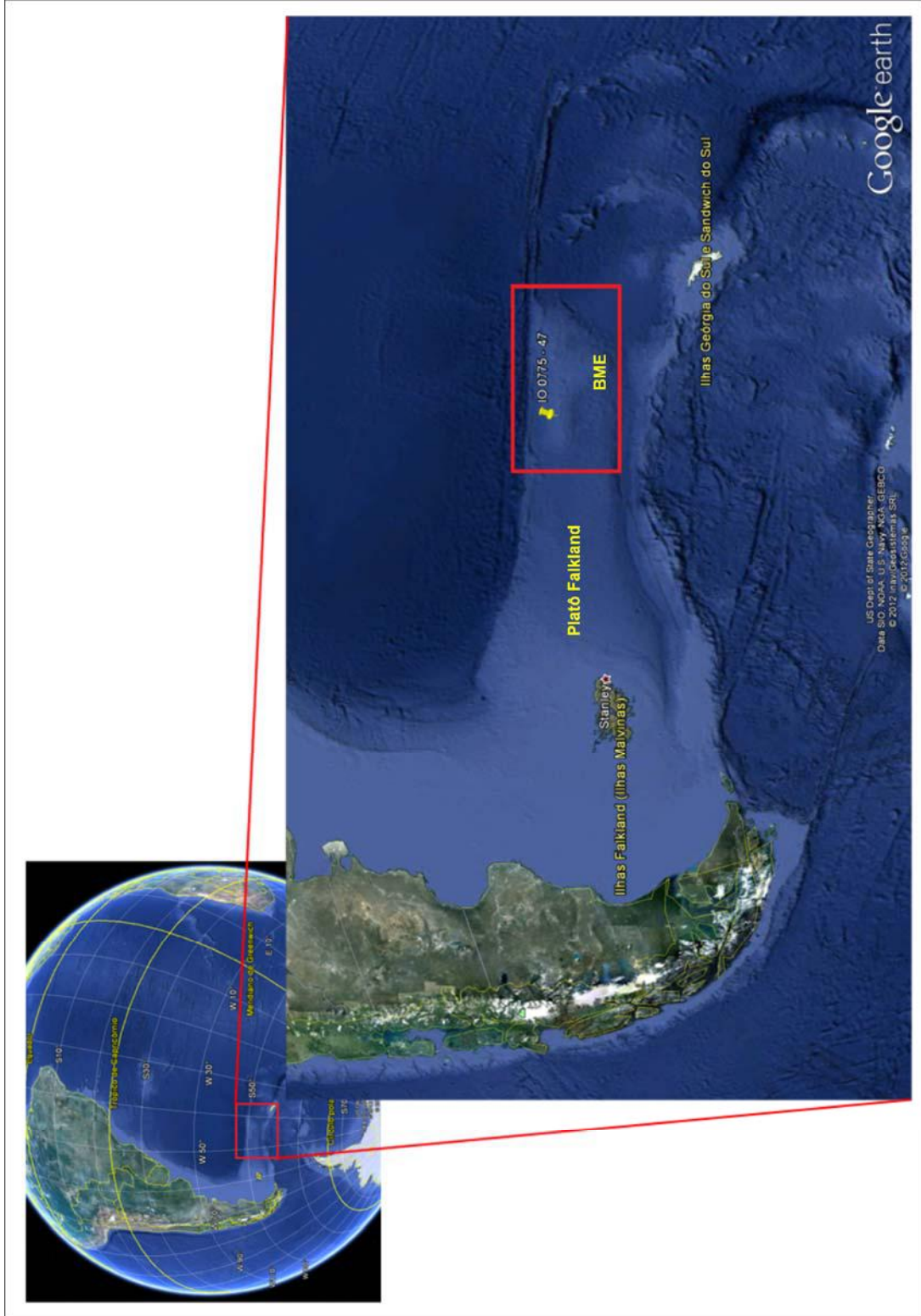


Fig. 3: Localização da área de estudo com destaque para o testemunho IO 0775-47, o Platô Falkland e o Banco Maurice Ewing (BME). *Google Earth*, 2012.

Economicamente a área apresenta interesse graças aos possíveis acúmulos de hidrocarbonetos. Esta expectativa ganha relevância devido ao fato de existirem folhelhos negros ricos em matéria orgânica nas bordas do Banco Maurice Ewing com alto potencial para geração de hidrocarbonetos (MacDonald *et al.*, 2003). Outro fator que aumentou o interesse na área é o fato de terem sido encontradas acumulações de óleo ao norte das Ilhas Falkland (Ilhas Malvinas), pela empresa britânica Rockhopper Exploration. Até o final de 2011 as reservas já eram da ordem de um bilhão de barris nas bacias ao norte das ilhas citadas, que são também uma feição geológica integrante do Platô Falkland, porém emersas. Estas áreas estão a uma distância de aproximadamente 750 km do Banco Maurice Ewing e pertencem ao mesmo contexto de evolução geológica, seguindo assim os mesmos padrões de sedimentação, clima e tectonismo.

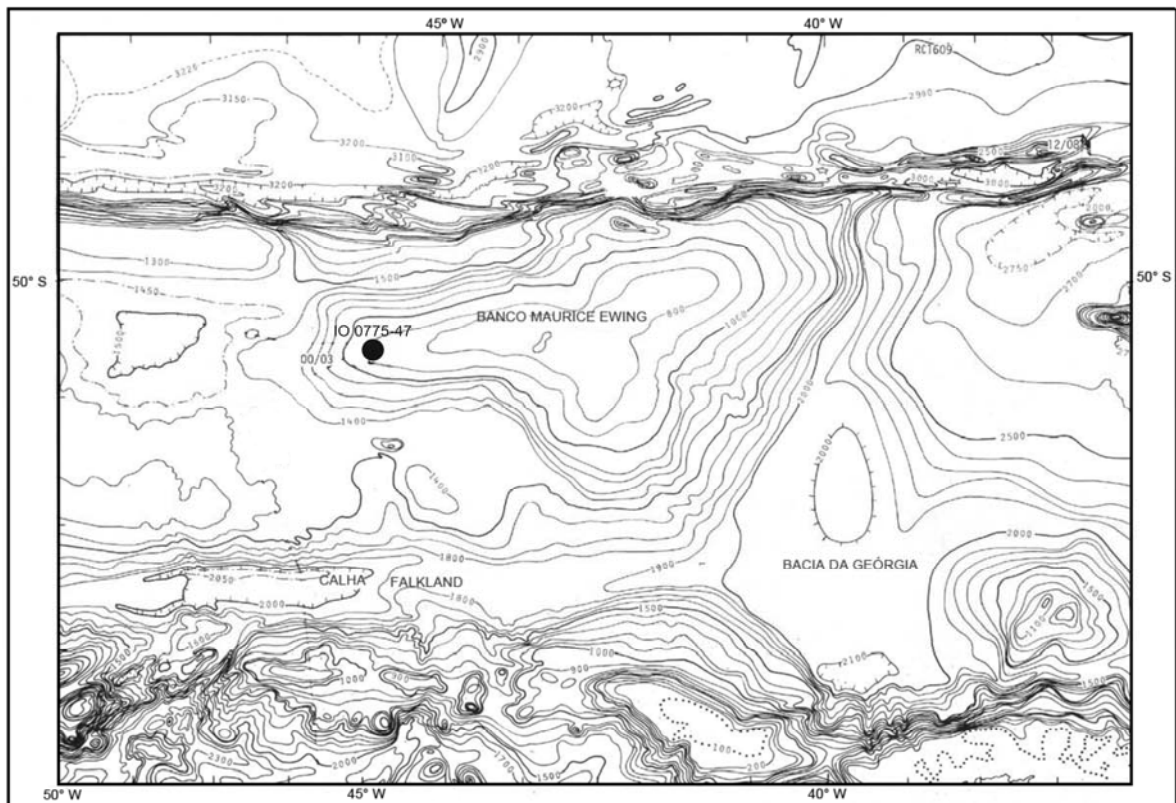


Fig. 4: Mapa batimétrico do Banco Maurice Ewing e seu entorno com a localização do testemunho IO 0775-47. Modificado de Harris & Sliter (1977).

5.2. Evolução tectono-estratigráfica da área

As investigações geológicas do fundo oceânico do Platô Falkland, incluindo o Banco Maurice Ewing e as bacias oceânicas adjacentes, receberam as maiores contribuições de conhecimento a partir do *Leg 36* do *DSDP* em 1974 e seguiram através do *Leg 71* do *DSDP*, durante o ano de 1980 (Harris & Sliter, 1977).

O Banco Maurice Ewing é uma feição geológica integrante da parte oriental do Platô Falkland e, portanto, sua história de evolução geológica está diretamente ligada à história do platô. Estudos anteriores já mostravam que o lado oeste do platô era sustentado por crosta continental (Harris & Sliter, 1977).

Através das análises dos testemunhos que atingiram o embasamento do Banco Maurice Ewing, composto por gnaisses e granitos, verificou-se que o lado leste do platô também era de natureza continental, enquanto que as áreas ao norte da escarpa do platô tinham como base a crosta oceânica (Harris & Sliter, 1977).

A partir de uma seção N-S sobre o Platô Falkland, foram realizados levantamentos geofísicos que verificaram que o embasamento da escarpa do platô é caracterizado por uma anomalia magnética linear negativa e por uma anomalia gravimétrica linear *free-air* com valores inferiores a -75 mgals. Foi feita uma modelagem da anomalia magnética da área, chamada anomalia G, na qual constatou-se que aqueles valores resultavam do efeito de borda causado pelo contraste da separação entre crosta oceânica e crosta continental (Ludwig, 1983).

Ao sul da escarpa, no Platô Falkland, as anomalias magnéticas são subjugadas devido às características físicas homogêneas do platô, exceto no Banco Maurice Ewing, onde amplitudes bastante elevadas podem ser associadas à presença de rochas vulcânicas e blocos falhados. O platô apresenta geralmente anomalias gravimétricas *free-air* positivas, com valores maiores que 75 mgals sobre o Banco Maurice Ewing (Ludwig, 1983).

Datadas em 535 ± 66 Ma pelo método Rb-Sr, as rochas do embasamento do platô puderam ser correlacionadas com as rochas graníticas próximas ao Cabo da Boa Esperança, localizado na África (Harris & Sliter, 1977).

Acredita-se que as idades verificadas correspondam a um evento metamórfico e, por isso, as rochas seriam ainda mais antigas, possivelmente pré-cambrianas (Beckinsale *et. al.*, 1977 *apud* Harris & Sliter, 1977).

As sequências sedimentares de idade Jurássico-Cretáceo Inicial, obtidas na base do Banco Maurice Ewing indicam que, de acordo com o último metamorfismo registrado nos gnaisses e no embasamento granítico, aquelas sequências sedimentares mais antigas foram expostas por soerguimento, intemperizadas e erodidas, anteriormente a deposição dos sedimentos subaéreos do Jurássico médio ao Final. Este soerguimento provavelmente estava relacionado com a deformação do Mesozoico inferior conhecida como Orogenia Gondwânica ou Dobramento Gondwânico, que resultou na formação do Cinturão de Dobramentos do Cabo localizado na África do Sul, na Sierra de la Ventana localizada na Argentina e nos cinturões de dobramento de Ellsworth e Pensacola localizados na Antártica. A interpretação dos perfis de reflexão mostrou que o Banco Maurice Ewing corresponde a um alto estrutural local (Harris & Sliter, 1977).

Durante o Jurássico Final os continentes da América do Sul, África, Austrália e Índia estavam unidos formando uma só massa continental chamada Gondwana. O Platô Falkland estava anexado à África ao longo da presente margem sul do Banco das Agulhas.

Uma transgressão marinha ocorrida entre o Jurássico Médio e Final elevou o mar sobre o sudoeste do Gondwana e foi responsável pelo estabelecimento de um ambiente marinho raso. Registros desta transgressão são arenitos praias recobertos por siltitos e folhelhos típicos de ambientes plataformais (Ciesielski & Wise, 1977).

Ambos, embasamento e cobertura sedimentar mostram-se inclinados suavemente para NE, mas mergulham de forma mais acentuada para SW em direção a uma bacia que ocupa toda a parte central do Platô Falkland, entre o Banco Maurice Ewing e as Ilhas Falkland.

Condições cada vez mais restritas prevaleceram a partir do Jurássico Final, até que no Oxfordiano (Jurássico Final), espessas seções de folhelhos negros ricos em matéria orgânica e argilas carbonáticas preto-oliva começaram a ser depositados em ambiente de águas calmas e rasas. Estas características perduraram até o Cretáceo Inicial (Aptiano) no lado leste do platô (Ludwig, 1983).

Entretanto, alguma circulação de águas do Oceano Pacífico sobre o platô é indicada pelas afinidades da fauna local com as faunas marinhas indo-pacíficas (Harris & Sliter, 1977).

Testemunhos coletados em diversos oceanos, incluindo o Atlântico Norte e o Pacífico, indicam condições similares durante o intervalo do Jurássico Final ao Cretáceo Inicial, que foi caracterizado por sedimentos argilosos escuros, ricos em matéria orgânica, indicando que existiu um período de condições anóxicas que abrangeu amplas áreas dos oceanos (Harris & Sliter, 1977).

A partir do Albiano, quando o extremo leste do platô começou a se afastar do continente Africano, o ambiente deposicional do Banco Maurice Ewing mudou drasticamente. Os folhelhos negros ricos em matéria orgânica deram lugar à deposição de argilitos oxigenados ricos em foraminíferos bentônicos e nanofósseis, provavelmente porque a separação dos continentes permitiu que as águas profundas e oxigenadas indo-pacíficas circulassem em direção ao Oceano Atlântico Sul (Ludwig, 1983).

Mesmo com estas condições, nenhum outro canal de circulação de águas profundas de grande expressividade existiu entre a América do Sul e a Península Antártica antes da abertura da Passagem de Drake, no Cenozoico.

A deposição de espessas seções de sedimentos biogênicos silicosos e carbonáticos ao longo do Cenozoico sobre o Banco Maurice Ewing deveu-se ao fato da sua grande elevação em contraste com a elevação do platô. Assim, a sedimentação no platô sofria a ação das correntes de fundo enquanto que sobre o banco as condições oceanográficas eram mais amenas. Deste modo o banco registrou as principais mudanças paleocenográficas e paleoclimáticas, incluindo as amplas variações da *CCD* (*Carbonate Compensation Depth*), as severas deteriorações climáticas da Antártica e os complexos eventos erosionais (Ludwig, 1983).

Vasas carbonáticas, folhelhos ou rochas carbonáticas são encontradas do Albiano ao Oligoceno, enquanto que vasas silicosas são encontradas no Santoniano e no Paleoceno. Estas alterações resultam possivelmente da variação da *CCD* naqueles intervalos de tempo.

Hiatos são comuns neste intervalo, sendo que, na sua maioria se devem a variações locais, excetuando-se o hiato do limite Cretáceo-Paleoceno, que é de ocorrência global (Harris & Sliter, 1977)

A sedimentação pós-eocênica no Banco Maurice Ewing foi caracterizada principalmente pelo aumento da influência de correntes de fundo e pela maior produtividade marinha. Espessas camadas de vasas silicosas e carbonáticas do Mioceno médio e superior sobrepõem-se a camadas muito menos espessas e lentamente depositadas durante o Paleoceno, Eoceno e Oligoceno. Foram observados hiatos também no Oligoceno e no Mioceno inicial que têm sua ocorrência ligada provavelmente a abertura da Passagem de Drake (Ciesielski & Wise, 1977).

Desde o Mioceno final, mas também possivelmente desde o Mioceno inicial, existe um regime de não deposição/erosão sobre o Platô Falkland devido à influência de fortes correntes de fundos que emergem da Passagem de Drake (Barker & Burrell, 1977).

Paralelamente, as condições de calmaria observadas nos poços perfurados durante o *Leg 36 (DSDP)* alcançando o Eoceno mostraram argumentos contra a existência de uma corrente de águas profundas que fluiria através do platô vinda do Oceano Pacífico, anteriormente a abertura da passagem de Drake (Harris & Sliter, 1977).

As evidências encontradas até hoje mostram idades entre 30 e 20 Ma para o início da abertura da Passagem de Drake (Figura 5), que culminou no desenvolvimento da Corrente Circumpolar Antártica (Harris & Sliter, 1977; Pfuhl & McCave, 2005).

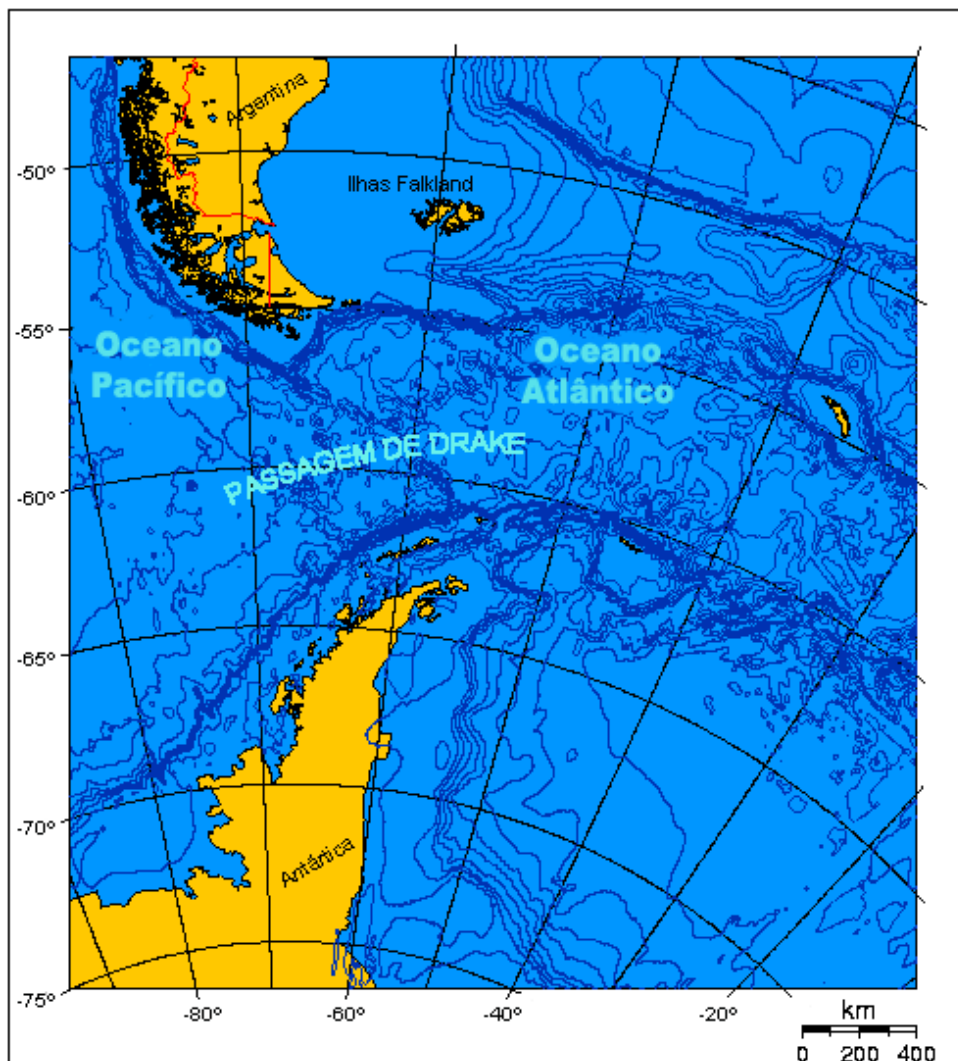


Fig. 5: Localização da Passagem de Drake e fisiografia do fundo oceânico das regiões antártica e subantártica dos setores sudoeste do Oceano Atlântico e sudeste do Oceano Pacífico. Modificado de *Wikipedia Commons*, 2012.

5.3. Fisiografia das regiões antártica e subantártica do Atlântico Sudoeste

As características fisiográficas (Figura 6) e o padrão de circulação de correntes na região antártica estão ligados aos movimentos dos blocos continentais que compunham o Gondwana ao longo da história geológica.

Deste o Jurássico Inicial os esforços extensionais sobre o Gondwana começaram a se intensificar, culminando com o início da separação entre o Gondwana Leste (Antártica, Índia e Austrália) e a África. No Jurássico Médio-Final teve início a formação de crosta oceânica entre estes dois blocos continentais, permitindo o primeiro contato permanente de águas oceânicas com a costa do continente antártico (MacDonald *et al.*, 2003).

Já no Cretáceo Inicial, provavelmente há 130 Ma, o continente indiano começou a se afastar da Antártica e Austrália, permitindo uma maior circulação de águas oceânicas ao longo da margem continental antártica (Raval & Veeraswamy, 2003).

Com o rompimento da ligação entre a Tasmânia e a Antártica há aproximadamente 33,5 Ma e 30,2 Ma, no limite Eoceno-Oligoceno, instaurou-se uma circulação circumpolar incipiente restando apenas o rompimento da ligação entre a América do Sul e a Antártica para a sua consolidação (Pfuhl & McCave, 2005).

Esta consolidação ocorreu no Oligoceno, quando finalmente foi rompida a ligação entre a margem Pacífica do sul da América do Sul e a Península Antártica. Este evento resultou na formação da Corrente Circumpolar Antártica (ACC), que contribuiu para o isolamento térmico do continente antártico e conseqüentemente para o crescimento da calota polar (Pfuhl & McCave, 2005).

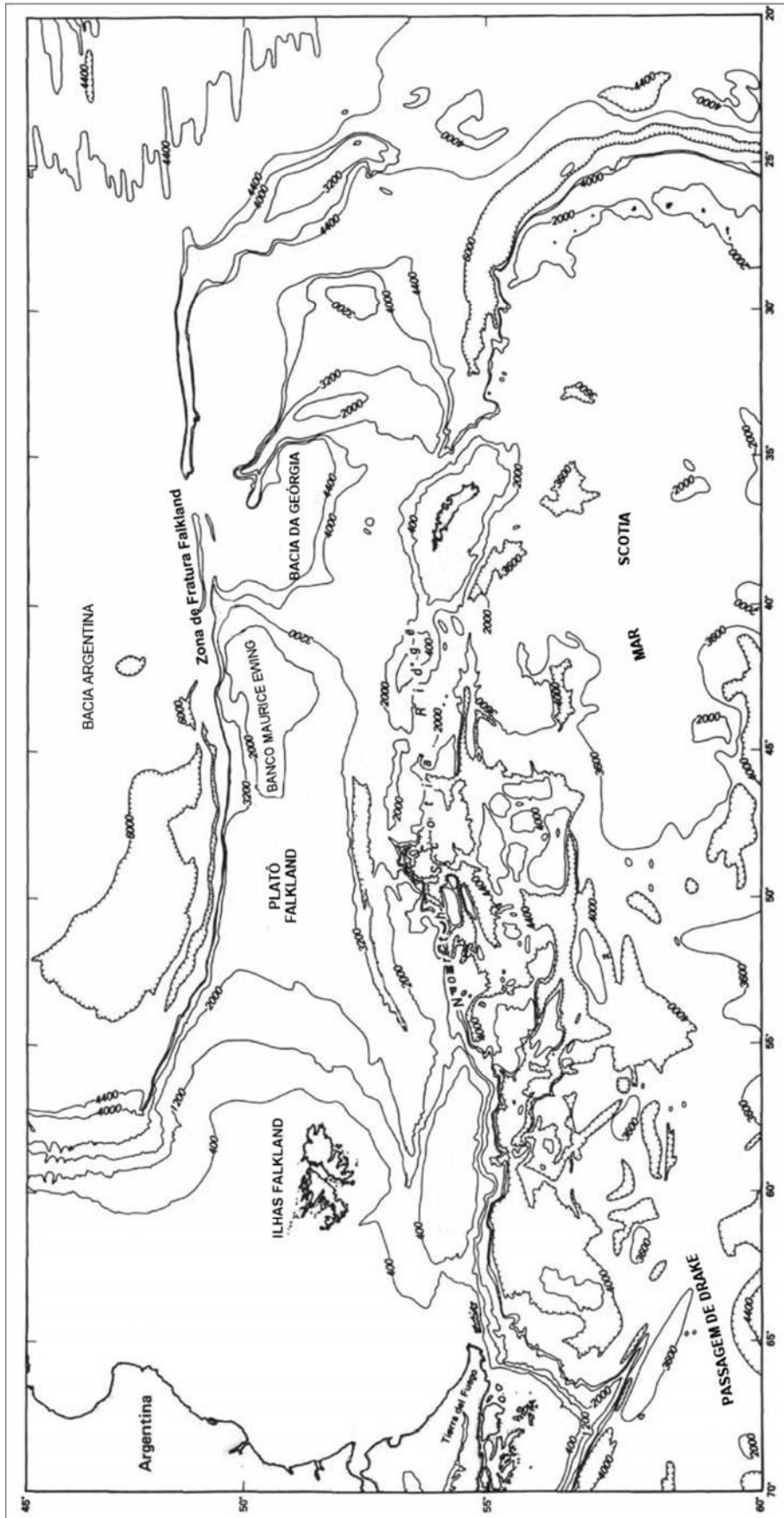


Fig. 6: Fisiografia dos setores antártico e subantártico do Oceano Atlântico Sudoeste. Modificado de Ludwig (1983).

A história geológica da abertura da Passagem de Drake (Figura 7) ainda apresenta algumas dúvidas em relação ao movimento exato dos blocos continentais envolvidos. A orientação NE-SW das lineações magnéticas oceânicas na Passagem de Drake, paralelas a dorsal, indica uma separação NW-SE da Cordilheira da Scotia em relação ao sul da América do Sul, porém as anomalias magnéticas não conseguiram ser datadas de forma conclusiva (Harris & Sliter, 1977).

As tentativas durante o *Leg 36* de complementar os dados magnéticos com datações paleontológicas do assoalho marinho da Passagem de Drake falharam. A idade aproximada com maior aceitação hoje é de 20 a 30 Ma para a abertura inicial da Passagem de Drake (Harris & Sliter, 1977).

Existe uma correspondência razoável entre o tempo estimado da abertura da Passagem de Drake e os hiatos do Oligoceno-Mioceno inicial verificados nos testemunhos do *Leg 36* sobre o Platô Falkland. A aparente ausência de sedimentos do Oligoceno em testemunhos estudados da planície abissal de Bellingshausen a oeste da Passagem de Drake também pode indicar atividade de correntes ligadas à abertura da Passagem de Drake (Harris & Sliter, 1977).

Também existem outras conseqüências da abertura da Passagem de Drake. Os fragmentos continentais que hoje compõem a Cordilheira da Scotia do Norte e do Sul são considerados como formadores de uma ligação entre a parte Pacífica do sul da América do Sul e a Península Antártica, antes desta abertura (Harris & Sliter, 1977).

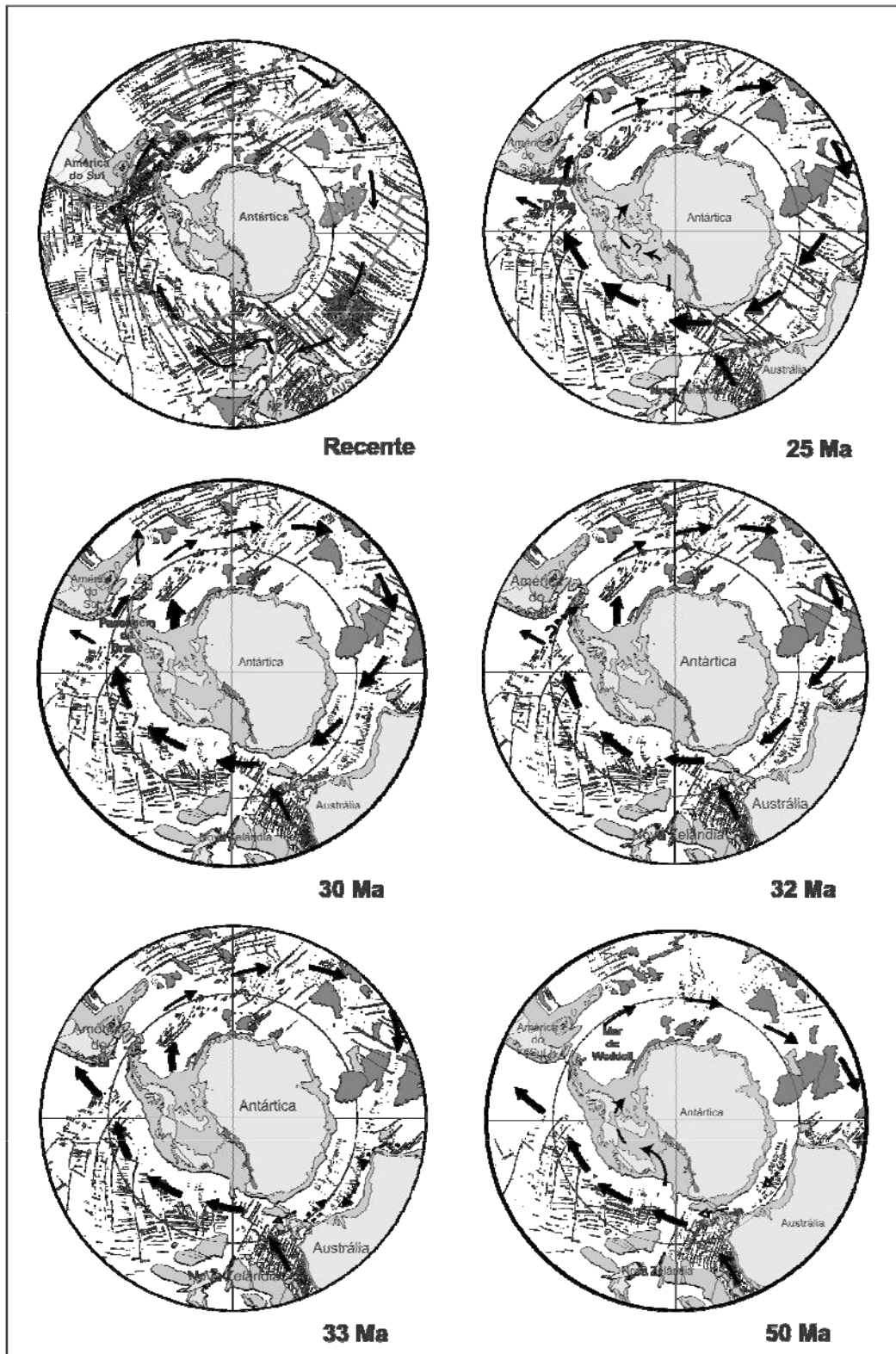


Fig. 7: História geológica da abertura da Passagem de Drake e evolução dos padrões de circulação circum-antártica no Cenozoico. Modificado de Lawver & Gahagan (2003).

5.4. Padrão de circulação de correntes da área

A vigorosa circulação de águas oceânicas vistas hoje sobre o platô levou os pesquisadores a acreditarem na enorme importância da Corrente Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Current – ACC*) e sua componente, a Água Circumpolar de Fundo (*Circumpolar Deep Water - CDW*), como controladoras de sedimentação na área (Barker & Thomas, 2004).

Como visto no item anterior, a Cordilheira da Scotia do Sul, que controla o movimento em direção ao norte da Água de Fundo Antártica (*AABW – Antarctic Bottom Water*) originada no Mar de Weddell, e a Cordilheira da Scotia do Norte, que controla igualmente o fluxo de nordeste da Corrente Circumpolar Antártica (*ACC*), provavelmente atingiram suas posições atuais devido à abertura da Passagem de Drake (Harris & Sliter, 1977).

As principais correntes que interferem na deposição ou erosão dos sedimentos sobre o Platô Falkland e nas regiões antártica e subantártica são: a *ACC*, cujo movimento é resultado da ação dos fortes ventos atuantes na região, e as correntes de circulação termoalina, como a *CDW* e *AABW* (Figura 8).

A circulação termoalina é caracterizada por constituir grande parte da circulação vertical dos oceanos estando relacionada principalmente a densidade das massas d'água, que variam de acordo com a salinidade e temperatura (Ciesielski *et al.*, 1982).

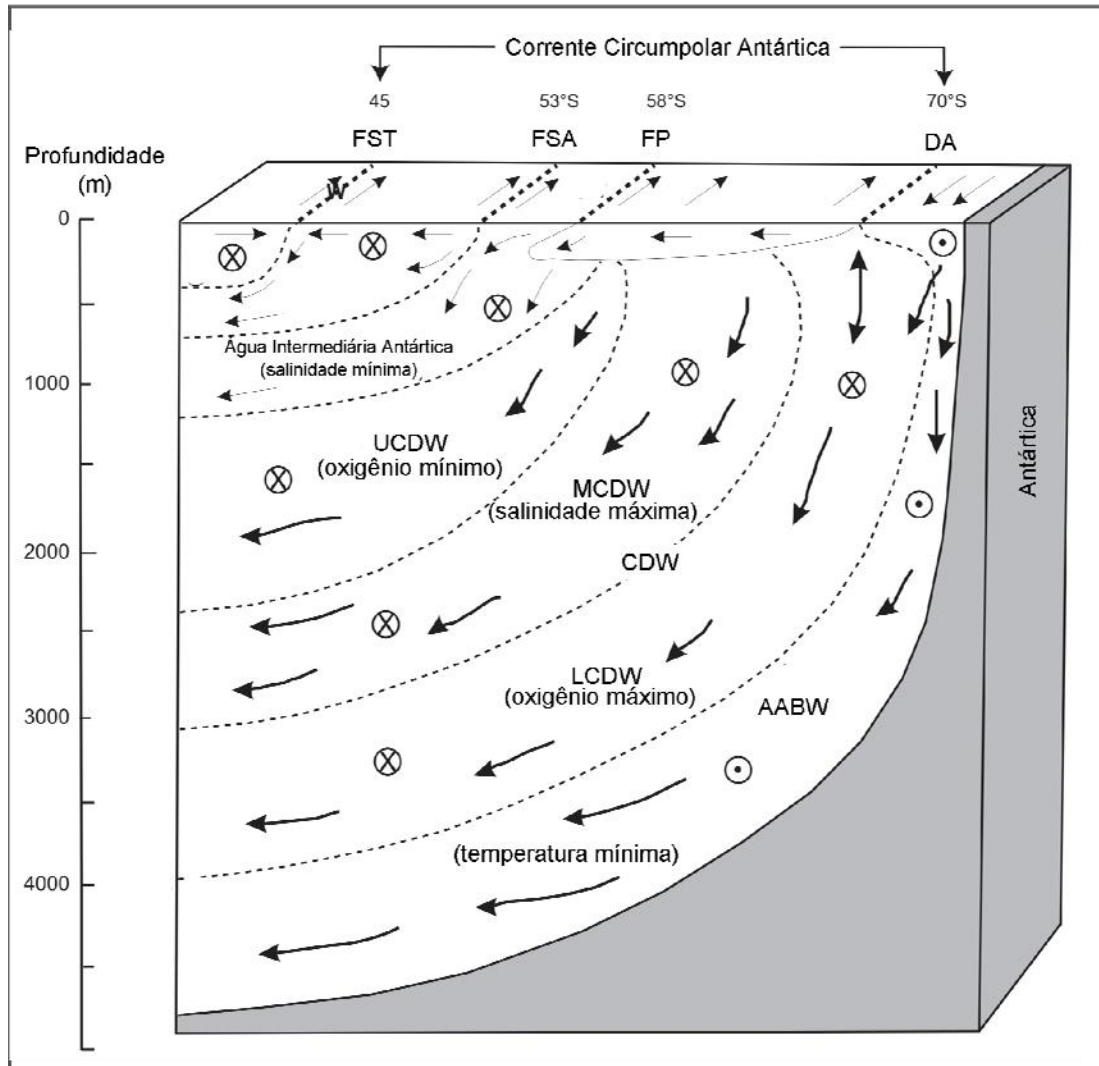


Fig. 8: Padrão de circulação de correntes das regiões antártica e subantártica no Oceano Atlântico Sudoeste. Modificado de Carter *et al.* (2004).

O aumento da densidade na superfície faz com que estas águas afundem e desloquem águas profundas. Assim, a origem da circulação termoalina é um fluxo vertical de água superficial, mergulhando a uma profundidade intermediária ou próxima ao fundo, dependendo da densidade dessa água. O prosseguimento é um fluxo horizontal, com as águas recém-afundadas deslocando as antigas residentes no local. Como o processo de formação de águas densas está principalmente ligado à redução de temperatura ou aumento de salinidade devido à formação de gelo, geralmente as correntes termoalinas originam-se em altas latitudes. Estas águas frias e densas afundam e fluem lentamente em direção ao equador.

As mais importantes correntes que governam os padrões de deposição e erosão nas altas latitudes do sudoeste do Oceano Atlântico Sul são a Corrente Circumpolar Antártica (*ACC*), a Água de Fundo Antártica (*AABW*), e a Água Circumpolar Profunda (*CDW*) (Carter *et al.*, 2004).

A Corrente Circumpolar Antártica (*ACC*) flui de oeste para leste ao redor de todo continente Antártico aproximadamente entre as latitudes de 45° S e 70° S, e sua circulação é impulsionada pelo sistema de ventos. Esta corrente é a mais importante do Oceano Austral e ocupa as profundidades de coluna d'água entre 100 m e 4200 m, apresentando salinidade e temperatura entre 34,68 ‰ - 34,70 ‰ e 0,5° C, respectivamente. Sua velocidade é relativamente baixa e da ordem de 20 cm/s, porém esta corrente transporta mais volume d'água do que qualquer outra corrente do planeta (Smith *et al.*, 2008; Katz *et al.*, 2011).

A Água Circumpolar Profunda (*CDW*) flui de sul para norte e mescla-se com a *ACC*. É subdividida em três correntes menores, a Água Circumpolar Profunda Inferior (*Lower CDW*), a Água Circumpolar Profunda Média (*Middle CDW*) e a Água Circumpolar Profunda Superior (*Upper CDW*). A Água Circumpolar Profunda Inferior (*LCDW*) é formada pela mistura de águas causada pelos ventos que controlam a *ACC* e tem como característica valores máximos de oxigênio e altos de salinidade; a Água Circumpolar Profunda Média (*MCDW*) é caracterizada por salinidade máxima e tem origem no resfriamento das águas trazidas pela Água Profunda do Atlântico Norte (*NADW*); e por fim, a Água Circumpolar Profunda Superior (*UCDW*) tem como característica principal valores mínimo de oxigênio (Rintoul *et al.*, 2001).

A Água de Fundo Antártica (*AABW*) é originada no Mar de Weddell e flui em direção ao norte percorrendo profundidades maiores que 4.200 m, sendo considerada a corrente mais fria do planeta. Possui valores médios de temperatura, sendo 1.9° C e salinidade de 34.6 ‰ (Ciesielski *et al.*, 1982).

Outra característica importante do padrão oceanográfico da região que influencia na deposição dos sedimentos é a variação das frentes, sendo as mais importantes as frentes Polar e Subantártica que delimitam a Zona Polar.

Frentes são limites oceanográficos superficiais que dividem zonas caracterizadas por determinadas temperaturas e salinidades de massas d'água. Nas regiões antártica e subantártica existem importantes frentes: a Frente Polar ou Convergência Antártica, a Frente Subantártica e a Frente Subtropical, além da Divergência Antártica (Carter *et al.*, 2004).

Segundo Carter *et al.* (2004), de norte para sul as zonas e frentes distribuem-se aproximadamente da seguinte maneira: a 45° S encontra-se a Frente Subtropical que divide as zonas Subtropical que contém as Águas Subtropicais apresentando temperatura de 12° C e salinidade de 34,9 ‰, ao norte, e Subantártica que contém as Águas Subantárticas apresentando temperatura de 7° C e salinidade de 34,6 ‰ ou menos, ao sul.

A 53° S está posicionada a Frente Subantártica que divide as zonas Subantártica ao norte e Polar, contendo as Águas Circumpolares de Superfície com temperaturas de 5° C, ao sul. A Zona Polar é uma região importante para os estudos das migrações da Frente Polar devido aos períodos de glaciações e deglaciações, visto que ela é o limite para a existência dos *icebergs* e conseqüentemente da acumulação dos detritos associados.

A 58° S ocorre a Frente Polar que limita ao norte a Zona de Frente Polar e ao sul a Zona Antártica contendo as Águas de Superfície Antártica com temperatura de 2,5° C. E por fim, a 70° S existe a Divergência Antártica, onde a temperatura da água pode atingir 1,9° C, que limita ao norte a Zona Antártica e ao sul a Zona Continental onde a temperatura da água da superfície atinge até -1° C (Carter *et al.*, 2004).

6. RESULTADOS

6.1. Sistemática

A análise das 27 amostras permitiu a identificação e classificação de 32 táxons de radiolários até a categoria de espécie e três táxons até a categoria de gênero. A classificação dos espécimes foi baseada nos estudos mais relevantes realizados com radiolários nas regiões antártica e subantártica. Sendo assim, para compor a sistemática foi usado principalmente o trabalho de De Wever *et al.*, (2001) e como complemento, os trabalhos de Riedel (1958), Weaver (1983), Abelmann (1990) e Lazarus (1992).

A sistemática apresentada neste trabalho organizou os táxons dentro das famílias de acordo com a ordem taxonômica estipulada pelos trabalhos citados, e dentro destas, os gêneros e espécies foram dispostos em ordem alfabética. Junto às referências das espécies e gêneros encontra-se, entre parênteses, a localização da ilustração do referido táxon em determinada estampa, disponível no Apêndice A. Por fim, estão relacionadas, a ocorrência de cada táxon em determinada amostra e a distribuição temporal daquele mesmo táxon verificada neste trabalho.

Uma lista com todos os táxons classificados foi elaborada em ordem alfabética seguida dos autores originais e as alterações propostas que foram aceitas pelo autor deste trabalho, onde também pode ser encontrada a referência da localização da ilustração da espécie ou gênero nas estampas (Apêndice B).

Classe **ACTINOPODA**

Subclasse **RADIOLARIA** Müller, 1858

Superordem **POLYCYSTINA** Ehrenberg, 1838 *emend.* Riedel, 1967

Ordem **SPUMELLARIA** Ehrenberg, 1875 *emend.*
De Wever, Dumitrica, Caulet, Nigrini & Caridroit, 2001

Família **ACTINOMMIDAE** Haeckel, 1862 *emend.*
De Wever, Dumitrica, Caulet, Nigrini & Caridroit, 2001

Gênero *Actinomma* Haeckel, 1862
Actinomma antarcticum (Haeckel) Nigrini, 1967
(Pl. 1; Figs. 1, 2)

Spongoplegma antarcticum Haeckel, 1887 - Haeckel, 1887, p. 90;

Actinomma antarcticum (Haeckel) Nigrini, 1967 - Nigrini, 1967, p. 26, pl. 2, fig. 1a-1d;

Ocorrência: Amostra 51-53 cm a amostra 2-4 cm

Distribuição: Plioceno ao Pleistoceno

Gênero *Amphistylus* Haeckel, 1881
Amphistylus angelinus (Campbell & Clark) Chen, 1975
(Pl. 1; Fig. 3)

Stylosphaera angelina Campbell & Clark, 1944 - Campbell & Clark, 1944, p. 12, pl. 1, figs. 14-20;

Amphistylus angelinus (Campbell & Clark) Chen, 1975a - Chen, 1975a, p. 453, pl. 21, figs. 3, 4;

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 70-72 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Gênero *Cenosphaera* Ehrenberg, 1854
Cenosphaera cristata Haeckel, 1887
(Pl. 1; Fig. 4)

Cenosphaera cristata Haeckel, 1887 - Haeckel, 1887, p. 66;

Ocorrência: Amostra 180-182 cm a amostra 2-4 cm

Distribuição: Mioceno inicial ao Pleistoceno

Gênero *Periphaena* Ehrenberg, 1873

Periphaena decora Ehrenberg, 1873
(Pl. 1; Fig. 5)

Periphaena decora Ehrenberg, 1873 - Ehrenberg, 1873a, p. 246;

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Gênero *Prunopyle* Dreyer, 1889

Prunopyle antarctica Dreyer, 1889
(Pl. 1; Figs. 6, 7)

Prunopyle antarctica Dreyer, 1889 - Dreyer, 1889, p. 24, 25, pl. 5, fig. 75;

Ocorrência: Amostra 21-23 cm a amostra 2-4 cm

Distribuição: Pleistoceno

Prunopyle hayesi Chen, 1975

(Pl. 1; Fig. 8)

Prunopyle hayesi Chen, 1975 - Chen, 1975a, p. 454, pl. 9, figs. 3-5;

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Prunopyle titan Campbell & Clark, 1944

(Pl. 1; Fig. 9)

Prunopyle titan Campbell & Clark, 1944 - Campbell & Clark, 1944, p. 20, pl. 3, figs. 1-3;

Ocorrência: Amostra 160-162 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Família **PYLONIIDAE** Haeckel, 1881 *emend.* Dumitrica, 1989

Gênero *Phorticium* Haeckel, 1881

Phorticium pylonium (Haeckel) Cleve, 1899
(Pl. 1; Fig. 10)

Phorticium pylonium Haeckel, 1887 - Haeckel, 1887, p. 709; pl. 49, fig. 10;

Phorticium pylonium (Haeckel) Cleve, 1899 - Cleve, 1899, p. 31; pl.3, figs. 2a-2d;

Ocorrência: Amostra 51-53 cm a amostra 2-4 cm

Distribuição: Plioceno ao Pleistoceno

Família **LARNACILLIDAE** Haeckel, 1887

Gênero *Amphymenium* Haeckel, 1881

Amphymenium amphystylium Haeckel, 1887

(Pl. 1; Fig. 11)

Amphymenium amphystylium Haeckel, 1887 - Haeckel, 1887, p. 520, pl. 44, fig. 9;

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Gênero *Circodiscus* Kozlova in Petrushevskaya & Kozlova, 1972

Circodiscus ellipticus (Stöhr) group Petrushevskaya, 1975

(Pl. 1; Fig. 12)

Trematodiscus ellipticus Stöhr, 1880 - Stöhr, 1880, p. 108, pl. 4, fig. 16;

Circodiscus ellipticus (Stöhr) group Petrushevskaya, 1975 - Petrushevskaya, 1975, p. 575, pl. 6, figs. 1-6;

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Família **SPONGODISCIDAE** Haeckel, 1862

Gênero *Spongopyle* Dreyer, 1889

Spongopyle osculosa Dreyer, 1889

(Pl. 1; Fig. 13)

Spongopyle osculosa Dreyer, 1889 - Dreyer, 1889, p. 42, pl. 11, figs. 99, 100;

Ocorrência: Amostra 100-102 cm a amostra 2-4 cm

Distribuição: Mioceno inicial ao Pleistoceno

Gênero *Stylodictya* Ehrenberg, 1847 *emend.* Kozlova in Petrushevskaya & Kozlova, 1972

Stylodictya aculeata Jörgensen, 1905

(Pl. 1; Fig. 14)

Stylodictya aculeata Jörgensen, 1905 - Jörgensen, 1905, p. 119, pl. 10, fig. 41;

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Stylodictya validispina Jörgensen, 1905
(Pl. 1; Fig. 15)

Stylodictya validispina Jörgensen, 1905 - Jörgensen, 1905, p. 119, pl. 10, fig. 40;

Ocorrência: Amostra 260-262 cm a amostra 10-12 cm

Distribuição: Mioceno inicial ao Pleistoceno

Família **LITHELIIDAE** Haeckel, 1862

Gênero *Lithelius* Haeckel, 1860
Lithelius nautiloides Popofsky, 1908
(Pl. 1; Fig. 16)

Lithelius nautiloides Popofsky, 1908 - Popofsky, 1908, p. 230, pl. 27, fig. 4;

Ocorrência: Amostra 51-53 a amostra 2-4 cm

Distribuição: Plioceno ao Pleistoceno

Família **SPONGURIDAE** Haeckel, 1862

Gênero *Spongurus* Haeckel, 1860
Spongurus cylindricus Haeckel, 1860
(Pl. 2; Fig. 1)

Spongurus cylindricus Haeckel, 1860b - Haeckel, 1860b, p. 845;

Ocorrência: Amostra 240-242 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Ordem **NASSELARIA** Ehrenberg, 1875

Família **PLAGONIIDAE** Haeckel, 1881 *emend.* Riedel, 1967

Gênero *Antarctissa* Petrushevskaya, 1967
Antarctissa cylindrica Petrushevskaya, 1967
(Pl. 2; Fig. 2)

Antarctissa cylindrica Petrushevskaya, 1975 - Petrushevskaya, 1975, p. 591, pl. 11, figs. 19, 20;

Ocorrência: Amostra 51-53 cm a amostra 2-4 cm

Distribuição: Plioceno ao Pleistoceno

Antarctissa denticulata (Ehrenberg) Petrushevskaya, 1967
(Pl. 1; Figs. 3, 4)

Lithobotrys (?) *denticulata* Ehrenberg, 1844 - Ehrenberg, 1844, p. 203;

Antarctissa denticulata (Ehrenberg) Petrushevskaya, 1967 - Petrushevskaya, 1967, p. 84-86, fig. 49;

Ocorrência: Amostra 51-53 cm a amostra 2-4 cm

Distribuição: Plioceno ao Pleistoceno

Antarctissa strelkovi Petrushevskaya, 1967
(Pl. 1; Fig. 5)

Antarctissa strelkovi Petrushevskaya, 1967 - Petrushevskaya, 1967, p. 89, Pl. 51, fig. 3-6;

Ocorrência: Amostra 21-23 cm a amostra 2-4 cm

Distribuição: Pleistoceno

***Antarctissa* sp.**
(Pl. 2; Fig. 6)

Antarctissa sp.

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 130-132 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Gênero ***Helotholus*** Jörgensen, 1905
Heloholus vema Hays, 1965
(Pl. 2; Figs. 7, 8)

Helotholus vema Hays, 1965 - Hays, 1965, p. 176, pl. 2, fig. 3;

Ocorrência: Amostra 51-53 cm

Distribuição: Plioceno

Família **TRIOSPYRIDIDAE** Haeckel, 1881Gênero *Dendrospyris* Haeckel, 1881 *emend.* Goll, 1968*Dendrospyris haysi* Chen, 1975

(Pl. 2; Fig. 9, 10)

Dendrospyris haysi Chen, 1975 - Chen, 1975, p. 455, pl. 15, figs. 3-5;

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Família **SETHOPHORMIDIDAE** Haeckel, 1881Gênero *Velicucullus* Riedel & Campbell, 1952*Velicucullus altus* Abelmann, 1990

(Pl. 2; Figs. 11, 12)

Velicucullus altus Abelmann, 1990 - Abelmann, 1990, p. 698, pl. 8, figs. 5a-5c;

Ocorrência: Amostra 230-232 cm a amostra 80-82 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Família **THEOPILIIDAE** Haeckel, 1881Gênero *Cycladophora* Ehrenberg, 1872b *emend.* Lombari & Lazarus, 1988*Cycladophora davisiana* Ehrenberg, 1861

(Pl. 2; Fig. 13)

Cycladophora davisiana Ehrenberg, 1861 - Ehrenberg, 1861, p. 297;

Ocorrência: Amostra 51-53 cm a amostra 10-12 cm

Distribuição: Plioceno ao Pleistoceno

Cycladophora gollii gollii (Chen) Lombari & Lazarus, 1988

(Pl. 2; Figs. 14, 15)

Lophocyrtis gollii Chen, 1975 - Chen, 1975, pl. 12, figs. 4-5;*Cycladophora gollii gollii* (Chen) Lombari & Lazarus, 1988 - Lombari & Lazarus, 1988, p.

124, pl. 11, figs. 1-12;

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 70-72 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Cycladophora golli regipileus (Chen) Lombardi & Lazarus, 1988
(Pl. 2; Fig. 16, 17)

Lophocyrtis regipileus Chen, 1975 - Chen, 1975, p. 461, pl. 12, figs. 6, 7;

Cycladophora golli regipileus (Chen) Lombardi & Lazarus, 1988 - Lombardi & Lazarus, 1988,
p. 124, pl. 11, figs. 6, 8, 9;

Ocorrência: Amostra 280-282 a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Família **CANNOBOTRYIDAE** Haeckel, 1881

Gênero *Saccospyris* Haecker, 1908 *emend.* Petrushevskaya, 1965

Saccospyris antarctica Haecker, 1908
(Pl. 3; Fig. 1)

Saccospyris antarctica Haecker, 1908 - Haecker, 1908, p. 447, figs. 584, 589, 590;

Ocorrência: Amostra 51-53 cm a amostra 2-4 cm

Distribuição: Plioceno ao Pleistoceno

Família **ACROPYRAMIDIDAE** Haeckel, 1881

Gênero *Cornutella* Ehrenberg, 1838 *emend.* Nigrini, 1967

Cornutella profunda Ehrenberg, 1838
(Pl. 3; Fig. 2)

Cornutella profunda Ehrenberg, 1858 - Ehrenberg, 1858, pl. 35b, fig. 21;

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 51-53 cm

Distribuição: Mioceno inicial ao Plioceno

Gênero *Peripyramis* Haeckel, 1881

Peripyramis circumtexta Haeckel, 1887
(Pl. 3; Fig. 3)

Peripyramis circumtexta Haeckel, 1887 - Haeckel, 1887, p. 1162;

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 2-4 cm

Distribuição: Mioceno inicial ao Pleistoceno

Família **CARPOCANIIDAE** Haeckel, 1881 *emend.* Riedel, 1967

Gênero *Carpocanium* Ehrenberg, 1847

Carpocanium sp.

(Pl. 3; Fig. 4)

Carpocanium sp.

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Família **EUCYRTIIDAE** Ehrenberg, 1847

Gênero *Cyrtocapsella* Haeckel, 1887

Cyrtocapsella robusta Abelmann, 1990

(Pl. 3; Figs. 5, 6)

Cyrtocapsella robusta Abelmann, 1990 - Abelmann, 1990, p. 696, pl. 5, figs. 10, 11;

Ocorrência: Amostra 270-272 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Cyrtocapsella tetrapera (Haeckel) Riedel & Sanfilippo, 1970

(Pl. 3; Figs. 7, 8)

Cyrtocapsa tetrapera Haeckel, 1887 - Haeckel, 1887, pl. 78, fig. 5;

Cyrtocapsella tetrapera (Haeckel) Riedel & Sanfilippo, 1970 - Riedel & Sanfilippo, 1970, p. 453, pl. 1, figs. 1-3;

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Gênero *Dictyophimus* Ehrenberg, 1847

Dyctiophimus hirundo (Haeckel) Petrushevskaya, 1975

(Pl. 3; Fig. 9)

Dyctiophimus hirundo (Haeckel) Petrushevskaya, 1975 - Petrushevskaya, 1975, p. 583;

Ocorrência: Amostra 100-102 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Gênero *Eucyrtidium* Ehrenberg, 1847
Eucyrtidium cienkowskii (Haeckel) group Sanfilippo *et al.*, 1973
 (Pl. 3; Figs. 10, 11)

Eucyrtidium cienkowsky Haeckel, 1887 - Haeckel, 1887, pl. 80, fig. 9;

Eucyrtidium cienkowsky (Haeckel) group Sanfilippo *et al.*, 1973 - Sanfilippo *et al.*, 1973, p. 221, pl. 5, figs. 7-11;

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 70-72 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Eucyrtidium punctatum Ehrenberg (Ehrenberg, 1857)
 (Pl. 3; Figs. 12, 13)

Lithocampe puncta Ehrenberg, 1844 - Ehrenberg, 1844, p. 84;

Eucyrtidium punctatum (Ehrenberg) - Ehrenberg, 1857, p. 43;

Ocorrência: Amostra 190-192 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

Eucyrtidium sp.
 (Pl. 3; Figs. 14, 15)

Eucyrtidium sp.

Ocorrência: Amostra 280-282 cm a amostra 60-62 cm

Distribuição: Mioceno inicial

6.2. Distribuição estratigráfica dos táxons

Este trabalho foi realizado com ênfase bioestratigráfica, a fim de posicionar cronoestratigraficamente o testemunho estudado. Assim sendo, foi dada maior atenção às espécies-guia e às associações de radiolários que ocorrem associadas àquelas espécies em determinado intervalo de tempo.

Os táxons foram analisados, amostra por amostra, de modo a verificar os bioeventos (primeiras e/ou últimas ocorrências) a partir das ocorrências dos mesmos nas diferentes profundidades ao longo do poço. Esta análise possibilitou a montagem de uma tabela com a

distribuição estratigráfica dos táxons (Figura 9) a partir da qual pôde-se reconhecer e determinar ou inferir os limites das biozonas de radiolários.

Como trata-se de um testemunho, os bioeventos de primeiras ocorrências são confiáveis e em sua maioria delimitam os limites das biozonas. Desta maneira conseguiu-se obter uma boa correlação com o biozoneamento proposto anteriormente para a área, já que aquele também foi proposto a partir do estudo de testemunhos.

6.3. Zoneamento bioestratigráfico com radiolários - IO 0775-47

A partir da análise dos resultados registrados na tabela de distribuição estratigráfica dos táxons (Figura 9) e de posse do conhecimento prévio sobre os diferentes táxons comuns às regiões antártica e subantártica puderam ser identificadas quatro biozonas no testemunho IO 0775-47. Dentre as biozonas reconhecidas, duas marcam o intervalo Mioceno inicial, uma o Plioceno e a seguinte, o Pleistoceno.

As biozonas reconhecidas para o intervalo do Mioceno inicial são, da mais antiga para a mais nova, a Zona *Cycladophora golli regipileus* Chen, 1975 *emend.* Abelmann 1992 e a Zona *Eucyrtidium puntactum* Chen, 1975 *emend.* Abelmann 1992. Completam a bioestratigrafia do poço a Zona Upsilon Hays, 1965 *emend.* Lazarus, 1992, do Plioceno e a Zona Omega Hays, 1965 *emend.* Lazarus, 1992, do Pleistoceno (Figura 10).

Sendo assim, os sedimentos recuperados a partir do testemunho IO 0775-47 compreendem o intervalo do Mioceno inicial até o Pleistoceno.

Não pôde-se estabelecer um limite entre o intervalo do Plioceno e do Pleistoceno devido a não desagregação de duas amostras e conseqüente impossibilidade de análise do conteúdo micropaleontológico. Este intervalo está representado na tabela de distribuição estratigráfica como intervalo não recuperado.

No biozoneamento do testemunho IO 0775-47, da base para o topo, foram reconhecidos os seguintes intervalos:

1) Intervalo: Amostra 280-282 cm a amostra 200-202 cm

Biozona: *Cycladophora golli regipileus* Chen, 1975 emend. Abelman, 1992;

Cronoestratigrafia: Mioceno inicial;

Categoria: Zona de intervalo (Chen, 1975 emend. Abelman, 1992);

Associação: *Amphymenium amphystylium*, *Amphistylus angelinus*, *Circodiscus ellipticus*, *Cornutella profunda*, *Cycladophora golli golli*, *Cycladophora golli regipileus*, *Cyrtocapsella robusta*, *Cyrtocapsella tetrapera*, *Dendrospyrus haysi*, *Eucyrtidium cienkowskii* group, *Periphaena decora*, *Peripyramis circumtexta*, *Prunopyle hayesi*, *Spongurus cylindricus*, *Stylodictya aculeata*, *Stylodictya validispina*, *Velicucullus altus*;

Observações: A base da zona não pôde ser determinada, pois desde a primeira amostra (280-282 cm) a espécie *Cycladophora golli regipileus* já foi encontrada. Com isso, considerou-se a base do testemunho coincidindo com a Zona *Cycladophora golli regipileus*, que estende-se até o bioevento de primeira ocorrência de *Eucyrtidium puntactum* (190-192 cm) delimitando o topo da zona.

2) Intervalo: Amostra 190-192 cm a amostra 60-62 cm

Biozona: *Eucyrtidium puntactum* Chen, 1975 emend. Abelman, 1992;

Cronoestratigrafia: Mioceno inicial;

Categoria: Zona de intervalo (Chen, 1975 emend. Abelman, 1992);

Associação: *Amphymenium amphystylium*, *Amphistylus angelinus*, *Cenosphaera cristata*, *Circodiscus ellipticus*, *Cornutella profunda*, *Cycladophora golli golli*, *Cycladophora golli regipileus*, *Cyrtocapsella robusta*, *Cyrtocapsella tetrapera*, *Dendrospyrus haysi*, *Dictyophimus hirundo*, *Eucyrtidium cienkowskii* group, *Eucyrtidium puntactum*, *Periphaena*

decora, *Peripyramis circumtexta*, *Prunopyle hayesi*, *Prunopyle titan*, *Spongopyle osculosa*, *Spongurus cylindricus*, *Stylodictya aculeata*, *Stylodictya validispina*, *Velicucullus altus*;

Observações: Nos sedimentos do testemunho IO 0775-47 a base da zona foi bem determinada pelo bioevento de primeira ocorrência de *Eucyrtidium punctatum* (190-192 cm), porém não foi possível identificar o topo da zona. Verificou-se a ausência dos bioeventos limitantes do topo desta zona assim como das zonas posteriores do Mioceno médio e final.

3) Intervalo: Amostra 51-53 cm

Biozona: Upsilon Hays, 1965 *emend.* Lazarus, 1992;

Cronoestratigrafia: Plioceno;

Categoria: Zona de amplitude (Hays, 1965 *emend.* Lazarus, 1992);

Associação: *Actinomma antarcticum*, *Antarctissa cylindrica*, *Antarctissa denticulata*, *Cenosphaera cristata*, *Cornutella profunda*, *Cycladophora davisiana*, *Helotholus vema*, *Lithelius nautiloides*, *Peripyramis circumtexta*, *Phorticium pylonium*, *Saccospyris antarctica*, *Spongopyle osculosa*, *Stylodictya validispina*;

Observações: Não foi possível determinar a base e o topo da zona. Os bioeventos limitantes da base não foram reconhecidos, fazendo com que zona esteja diretamente sobreposta sobre a biozona do Mioceno inicial, evidenciando assim, a presença de um hiato. O limite superior da zona também não foi reconhecido devido ao fato de estar dentro de um intervalo não recuperado. Porém como a zona é determinada pelo intervalo de distribuição estratigráfica da espécie *Helotholus vema*, a partir da sua ocorrência neste testemunho, pôde-se reconhecer parte da zona e correlacioná-la com o biozoneamento proposto.

4) Intervalo: Amostra 41-43 cm a amostra 31-33 cm

Biozona: indeterminada;

Cronoestratigrafia: indeterminada;

Categoria: indeterminada;

Associação: indeterminada;

Observações: Este intervalo não pôde ser zoneado devido às características litológicas das amostras que não permitiram sua desagregação.

5) Intervalo: Amostra 21-23 cm a amostra 2-4 cm

Biozona: Omega Hays, 1965 *emend.* Lazarus, 1992;

Cronoestratigrafia: Pleistoceno;

Categoria: Zona de intervalo (Hays, 1965 *emend.* Lazarus, 1992);

Associação: *Actinomma antarcticum*, *Antarctissa cilindrica*, *Antarctissa denticulata*, *Antarctissa strelkovi*, *Cenosphaera cristata*, *Lithelius nautiloides*, *Peripyramis circumtexta*, *Phorticium pylonium*, *Prunopyle antarctica*, *Saccospyris antarctica*, *Spongopyle osculosa*, *Stylodictya validispina*;

Observações: A base da zona não foi reconhecida porque o seu limite inferior é marcado por um intervalo não recuperado, fazendo com que não seja possível reconhecer o bioevento de última ocorrência de *Stylatractus universus* como indicador da base. O topo da zona também não foi determinado porque: 1) não percebeu-se variação na assembléia de radiolários que caracterizasse o Holoceno e 2) o bioevento de última ocorrência de *Antarctissa cilindrica* não foi reconhecido, o que segundo Lazarus (1992) marcaria o Pleistoceno final. Logo, o reconhecimento de parte da zona foi determinado pela: 1) presença da espécie *Prunopyle antarctica*, que embora não seja indicadora de base ou topo apresenta-se como constituinte da associação de radiolários típica desta zona; 2) própria associação de espécies encontrada, característica deste intervalo zonal e 3) ausência da espécie *Stylatractus universus*.

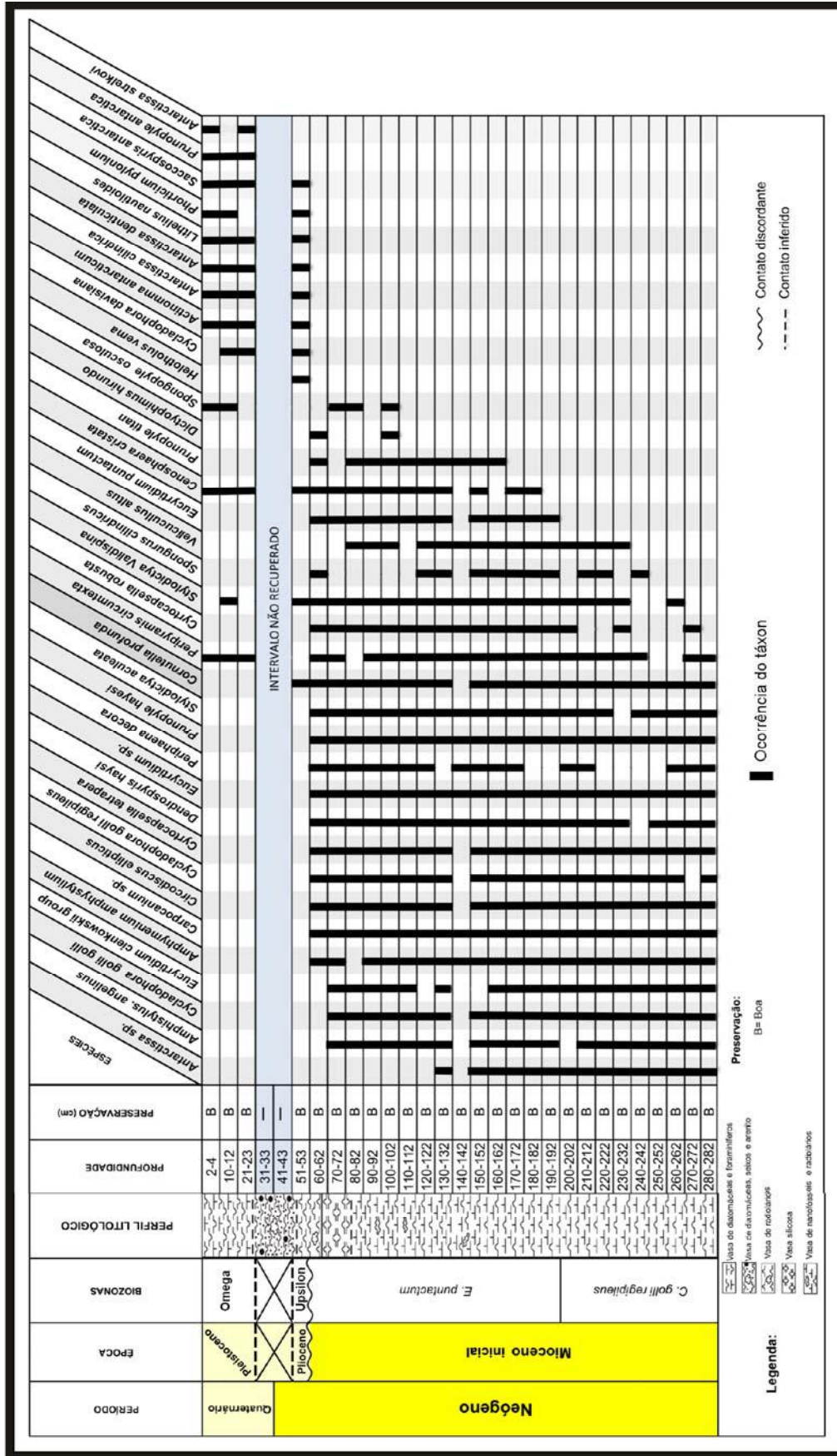


Fig. 10: Tabela de distribuição estratigráfica dos táxons com o biozoneamento do testemunho IO 0775-47.

6.4. Análise e interpretação do hiato reconhecido

Discordâncias marcadas por períodos de erosão ou não deposição são comuns nas regiões antártica e subantártica no Cenozoico devido aos padrões de circulação oceânica que existem na área. Estas discordâncias geralmente estão ligadas a períodos de alterações climáticas que refletem na intensidade das correntes oceânicas (Ciesielski *et al.*, 1982).

Diversos períodos de erosão ou não deposição já foram identificados nas regiões antártica e subantártica apoiados pela bioestratigrafia nos intervalos posteriores ao Oligoceno, como é o caso das discordâncias reconhecidas, por exemplo, nos trabalhos de Ciesielski *et al.* (1982), Ciesielski & Weaver (1983), Ledbetter & Ciesielski (1986), Weaver (1983), Abelmann (1990; 1992), Lazarus (1992) e Tavares *et al.* (2002).

Como citado no item anterior, um expressivo hiato foi identificado no testemunho estudado compreendendo o intervalo do Mioceno médio ao Plioceno.

Este hiato foi identificado devido à ausência de biozonas que compunham o esquema bioestratigráfico proposto para as regiões antártica e subantártica por Lazarus (1992). Verificou-se a ausência de oito biozonas (*Cycladophora humerus*, *Actinomma golownini*, *Cycladophora spongothorax*, *Acrosphaera australis*, *Siphonosphaera vesuvius*, *Acrosphaera ? labrata*, *Amphymenium challengerae* e Tau) do Mioceno médio e final e do Plioceno, correspondendo a um período de aproximadamente 10,0 Ma (Figura 11).

Esta constatação foi possível graças à observação da sobreposição da Zona Upsilon do Plioceno com a Zona *Eucyrtidium puntactum* do Mioceno inicial.

De acordo com o conhecimento prévio sobre a área, visto que hiatos são comuns devido aos padrões de circulação de correntes oceânicas que atuam na região, assim como pela expressiva ausência de oito biozonas pôde-se interpretar o hiato reconhecido como uma discordância e não uma seção condensada.

A hipótese de seção condensada foi descartada, porém não completamente, já que é muito provável que em um intervalo de apenas dez centímetros de sedimentos não estejam presentes todas as biozonas que correspondem ao intervalo do Mioceno médio e final e a parte do Plioceno.

A hipótese de ocorrer uma seção condensada entre a última amostra do Mioceno inicial e a amostra do Plioceno não pôde ser descartada completamente porque não se tem dados que comprovem esta constatação. Sendo assim, podem existir biozonas no intervalo caracterizado pelo hiato que permitam reduzir o intervalo ausente, mas muito dificilmente eliminá-lo completamente.

Entre o intervalo do Plioceno e Pleistoceno também foi verificada a ausência de biozonas (Phi, Chi e Psi), porém faltam dados para estabelecer hipóteses que expliquem esta falta de biozonas, já que o intervalo entre a zona Upsilon, do Plioceno e a zona Omega, do Pleistoceno, não pôde ser estudado devido à impossibilidade de desagregação das amostras.

A discordância verificada neste trabalho, assim como as discordâncias verificadas nos trabalhos anteriormente citados estão relacionadas com a abertura da Passagem de Drake que possibilitou a instauração de correntes circumpolares ao redor do continente Antártico afetando os regimes de deposição ou erosão de sedimentos.

A partir da Passagem de Drake fortes correntes oceânicas de fundo emergem em direção ao leste passando inclusive sobre o Platô Falkland onde está localizado o Banco Maurice Ewing. Estas correntes sofreram alterações nos seus regimes de fluxos ao longo do tempo acompanhando as variações climáticas que ocorreram na região, refletindo-se no registro sedimentar.

As correntes que exercem maior influência sobre os padrões de deposição e erosão na região do Banco Maurice Ewing são a *ACC* e *CDW* que atuam nas profundidades até 4.200 m sendo assim consideradas correntes que causam erosões rasas (Ciesielski & Wise, 1977).

A velocidade do fluxo destas correntes está diretamente ligada às alterações climáticas, visto que quando ocorre um período de resfriamento e aumento das calotas polares as correntes e a circulação atmosférica se intensificam e quando ocorre um período de aquecimento elas diminuem de intensidade (Lagabrielle *et al.*, 2009).

A partir da análise dos registros de discordâncias encontradas nos trabalhos de Ciesielski & Wise (1977), Ciesielski *et al.* (1982), Ciesielski (1983), Ledbetter & Ciesielski (1982), Ciesielski & Weaver (1983), Ledbetter *et al.* (1983), Ledbetter & Ciesielski (1986), Weaver (1983), Abelman (1990; 1992), Lazarus (1992), Ledbetter & Bork (1993) e Tavares *et al.* (2002) foi realizada uma tentativa de correlação com a discordância identificada neste trabalho.

Para a discordância interpretada, que compreende o intervalo do Mioceno médio até parte do Plioceno, aproximadamente entre 15,0 Ma e 4,0 Ma, não foi possível uma correlação temporal com discordâncias encontradas em outras áreas. Os trabalhos realizados em diferentes áreas do Oceano Austral verificaram a ocorrência de diversas discordâncias para o intervalo do Mioceno médio ao final, sendo que em nenhum trabalho verificou-se a existência de uma única discordância com tamanha amplitude.

Apesar de não ter sido encontrada no registro geológico uma discordância abrangendo um intervalo contínuo tão longo em qualquer outra área estudada anteriormente, algumas discordâncias encontradas pelos autores apresentaram descontinuidades de até 6,0 Ma.

Sendo assim, uma das hipóteses sugeridas para explicar uma discordância com tamanha amplitude no Banco Maurice Ewing, é o fato das correntes terem atuado mais intensamente sobre o banco durante os intervalos caracterizados pela discordância não permitindo a deposição de sedimentos ou mesmo erodindo as sequências depositadas. Enquanto que nas áreas vizinhas e mais distantes, onde foram realizados os trabalhos citados, que serviram como base para correlação, a intensidade das correntes pode ter oscilado o suficiente para

permitir a deposição de sedimentos ou não erodir as sequências depositadas, durante certos intervalos de tempo.

Destacam-se no registro geológico as discordâncias do Mioceno final em relação às do Mioceno inicial, quanto à frequência de ocorrência e intervalo compreendido.

Estas discordâncias do Mioceno final foram correlacionadas com a mais severa glaciação ocorrida na Antártica, quando a calota polar aumentou em até 50% de volume. Esta repentina mudança foi responsável pela intensificação dos fluxos das correntes termoalinas, que provocaram diversos eventos erosivos ao redor do continente Antártico.

Segundo Ciesielski *et al.*, (1982) anteriormente ao Mioceno final não havia uma extensa calota polar ao longo da margem antártica, assim as correntes circulavam com menor intensidade permitindo a deposição de sedimentos. No Mioceno final, quando formou-se rapidamente uma extensa calota polar, houve a alteração da intensidade da circulação oceânica que durou até o Plioceno, quando o clima tornou-se novamente mais ameno.

Concluindo, a discordância reconhecida no intervalo do Mioceno médio ao Plioceno, provavelmente está ligada à intensificação da velocidade dos fluxos das correntes oceânicas profundas. A atuação da *CDW* ou *ACC* possivelmente ocorreu de forma mais intensa na área onde foi recuperado este testemunho, de modo a remover também as sequências sedimentares anteriores ao Mioceno final.

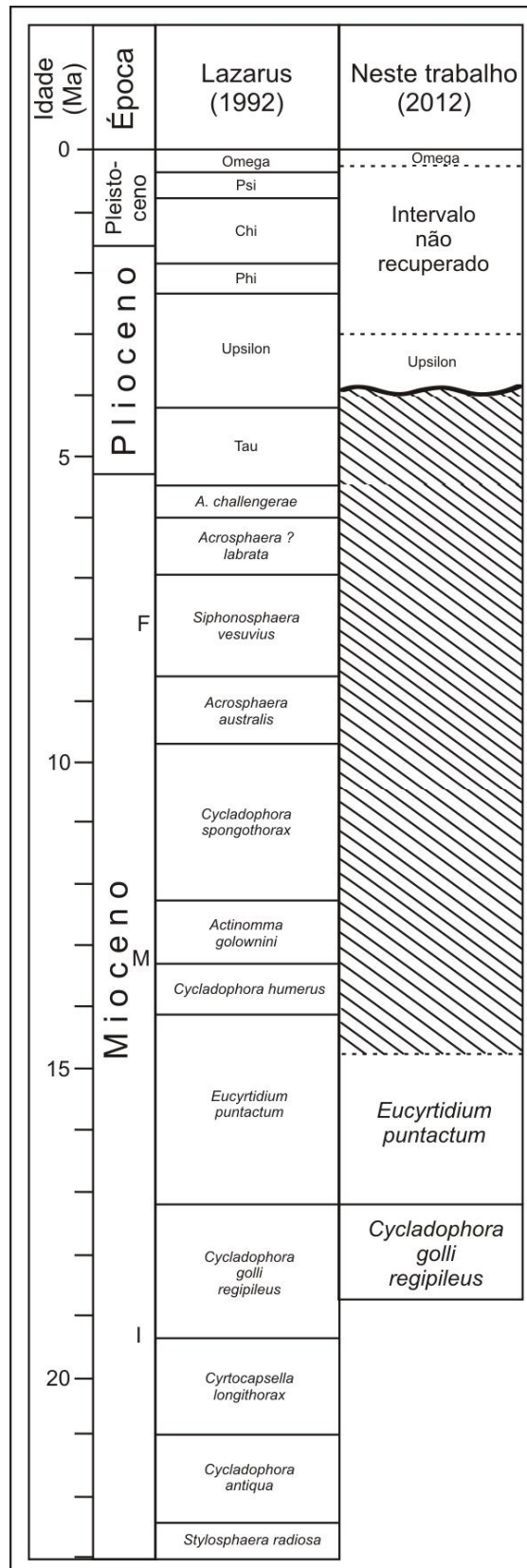


Fig. 11: Correlação do biozoneamento proposto por Lazarus (1992) com o biozoneamento para o testemunho IO 0775-47.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

1) Sobre a Sistemática

- A análise sistemática dos radiolários encontrados no testemunho IO 0775-47 permitiu a identificação de táxons relacionados a duas ordens de Polycystina: Spumellaria e Nassellaria, distribuídos em 14 famílias, 24 gêneros e 32 espécies;

2) Sobre a distribuição estratigráfica dos táxons

- A partir da análise da presença de todos os táxons em cada amostra, ao longo de todo o intervalo, pôde-se verificar que no testemunho IO0775-47 estavam registradas as primeiras e últimas ocorrências de algumas espécies-guia de radiolários importantes para zoneamentos em médias e altas latitudes, tais como: *Cycladophora golli regipileus*, *Eucyrtidium puntactum* e *Helotholus vema*.

3) Sobre a análise bioestratigráfica

- A identificação dos bioeventos (primeira e última ocorrências) tornou possível o reconhecimento parcial de quatro zonas, de acordo com o zoneamento proposto por Lazarus (1992) para médias e altas latitudes: 1) Zona *Cycladophora golli regipileus* Chen, 1975 *emend.* Abelmann 1992, do Mioceno inicial; 2) Zona *Eucyrtidium puntactum* Chen, 1975 *emend.* Abelmann, 1992, do Mioceno inicial; 3) Zona Upsilon Hays, 1965 *emend.* Lazarus, 1992, do Plioceno e 4) Zona Omega Hays, 1965 *emend.* Lazarus, 1992, do Pleistoceno, de modo a posicionar cronoestratigraficamente as seções do testemunho;

- Por outro lado, algumas das biozonas, que compreendem o intervalo do Mioceno médio ao Plioceno, além de outras biozonas do intervalo Plioceno ao Pleistoceno, não foram reconhecidas no testemunho. Em relação à ausência de biozonas no Mioceno médio ao

Plioceno pôde-se considerar como indicativo de discordâncias, já para a ausência de biozonas do Plioceno ao Pleistoceno, nenhuma hipótese foi elaborada já que o intervalo não forneceu dados devido à impossibilidade de desagregação das amostras.

4) Sobre o reconhecimento e posicionamento cronoestratigráfico e interpretação do hiato

- No testemunho IO 0775-47 foi reconhecido um expressivo hiato indicado pela ausência de oito biozonas (*Cycladophora humerus*, *Actinomma golownini*, *Cycladophora spongothorax*, *Acrosphaera australis*, *Siphonosphaera vesuvius*, *Acrosphaera ? labrata*, *Amphymenium challengerae* e Tau), abrangendo um intervalo de tempo de aproximadamente 10 Ma.

- Os registros prévios de discordâncias em áreas ao redor do continente antártico, nos mesmos intervalos de tempo, vieram auxiliar na interpretação sugerida para a ausência de registro sedimentar no intervalo mencionados no testemunho IO 0775-47 e sugerir que tenham sido causados pelos mesmos agentes;

- De acordo com o conhecimento sobre a área, visto que hiatus são comuns graças aos padrões de circulação de correntes oceânicas que atuam na região, assim como pela expressiva ausência de biozonas em um intervalo de apenas dez centímetros de sedimentos, pôde-se interpretar o hiato reconhecido como uma discordância e não uma seção condensada.

A hipótese de seção condensada foi descartada, porém não completamente, já que seções condensadas podem estar presentes, reduzindo assim a interpretação do intervalo de tempo compreendido pelo hiato.

- A intensificação da circulação das correntes circum-antárticas, a partir do Oligoceno, possibilitada pela abertura da Passagem de Drake, é considerada como a principal causadora da discordância verificada na área. Secundariamente, verificou-se que as variações climáticas ocorridas durante o Neógeno e Quaternário também se refletiram na velocidade dos fluxos das

correntes termoalinas, que culminaram em períodos de erosão ou não deposição de sedimentos nas regiões antártica e subantártica.

8. CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos através da análise de todas as amostras do testemunho IO 0775-47 pôde concluir que:

- Foram identificadas e classificadas 14 famílias, 24 gêneros e 32 espécies de radiolários, pertencentes às ordens Spumellaria e Nassellaria;
- estavam registrados os bioeventos de primeira e última ocorrências de algumas espécies-guia de radiolários do Neógeno e Quaternário, típicas de médias e altas latitudes, tais como: *Cycladophora golli regipileus*, *Eucyrtidium puntactum* e *Helotholus vema*;
- 4 biozonas foram parcialmente reconhecidas: 1) Zona *Cycladophora golli regipileus* Chen, 1975 *emend.* Abelmann 1992, do Mioceno inicial; 2) Zona *Eucyrtidium puntactum* Chen, 1975 *emend.* Abelmann, 1992, do Mioceno inicial; 3) Zona Upsilon Hays, 1965 *emend.* Lazarus, 1992, do Plioceno e 4) Zona Omega Hays, 1965 *emend.* Lazarus, 1992, do Pleistoceno;
- foi reconhecido um expressivo hiato indicado pela ausência de oito biozonas (*Cycladophora humerus*, *Actinomma golownini*, *Cycladophora spongothorax*, *Acrosphaera australis*, *Siphonosphaera vesuvius*, *Acrosphaera ? labrata*, *Amphymenium challengerae* e Tau), abrangendo um intervalo de tempo de aproximadamente 10 Ma, interpretado como uma discordância;
- os registros prévios de discordâncias em áreas próximas à deste estudo vieram auxiliar na interpretação do hiato reconhecido e sugerir que suas causas estariam ligadas à atuação das fortes correntes circum-antárticas, a partir do Oligoceno final, possibilitada pela abertura da Passagem de Drake, assim como pela variação da velocidade dos fluxos dessas correntes que se intensificaram em períodos de resfriamento climático.

9. RECOMENDAÇÕES

Para complementar os estudos realizados no testemunho IO 0775-47 sugere-se:

- Realizar a análise quantitativa das amostras ao longo de todo testemunho para verificar a abundância dos táxons;
- obter uma amostragem com menor espaçamento entre as amostras 60-62 cm e 51-53 cm de modo a refinar o biozoneamento do testemunho e o intervalo compreendido pelo hiato;
- realizar tentativas que permitam a desagregação das amostras do intervalo não recuperado (41-43 cm – 31-33 cm), assim como uma amostragem mais refinada, a fim de possibilitar a análise bioestratigráfica das amostras e solucionar a ausência de biozonas;
- analisar outros testemunhos provenientes das áreas do entorno do testemunho IO 0775-47, com o objetivo de correlacionar as biozonas encontradas, assim como possíveis discordâncias;
- correlacionar a curva de isótopos de O do testemunho com a bioestratigrafia proposta, assim como com a curva de isótopos de outros testemunhos do entorno e de outras áreas, procurando obter padrões de alterações climáticas para as regiões antártica e subantártica.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABELMANN, A. 1990. Oligocene to Middle Miocene radiolarian stratigraphy of southern high latitudes from Leg 113, sites 689 and 690, Maud Rise. *In*: BARKER, P.F.; KENNETT, J.P. *et al.* (ed). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, v. 113, p. 675-708
- ABELMANN, A. 1992. Early to Middle Miocene radiolarian stratigraphy of the Kerguelen Plateau, Leg 120. *In*: WISE, S.W.; SCHLICH, R. *et al.* (ed). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, v. 120 p. 757-783.
- BANDY, O.L.; CASEY, R.E. & WRIGHT, R.C. 1971. Late Neogene planktonic zonation, magnetic reversals and radiometric dates, Antarctic to the Tropics. *In*: REID, J.L. (ed). **Antarctic Oceanology I, Antarctic Research Series**. AGU, Washington, D.C., v. 15, p. 1-26, 15 fig, 3 tab., 4 pl.
- BARKER, P.F. & BURRELL, J. 1977. The opening of Drake Passage. **Marine Geology**, v. 25, p. 15-34.
- BARKER, P.F. & THOMAS, E. 2004. Origin, signature and paleoclimatic influence of the Antarctic Circumpolar Current. **Earth-Science Reviews**, v. 66, p. 143-162.
- CARTER, R.M.; McCAVE, I.N. & CARTER, L. 2004. Leg 181 synthesis: fronts, flows, drifts. Volcanoes, and the evolution of the southwestern gateway to the Pacific Ocean, eastern New Zealand. *In*: RICHTER, C. (ed). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, v. 181, p. 1-111.
- CASSIDY, D.S.; CIESIELSKI, P.F.; KAHAROEDDIN, F.A.; WISE, S.W. & ZEMMELS, I. 1977. ARA Islas Orcadas Cruise 0775 Sediment Descriptions. **Sedimentology research laboratory**, contribution n. 45, Antarctic Research Facility, Department of Geology, Florida State University, 82p.
- CAULET, J.P. 1991. Radiolarians from the Kerguelen Plateau, Leg 119. *In*: BARRON, J.; LARSEN, B. *et al.* (ed). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, v. 119, p. 513-546.
- CHEN, P.H. 1974. Some new tertiary Radiolaria from Antarctic deep-sea sediments. **Micropaleontology**, v.20, n.4, p. 480-492.
- CHEN, P.H. 1975. Antarctic Radiolaria. *In*: HAYES, D.E. *et al.* (ed). **Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project**, Washington D.C., U.S. Government Printing Office, v. 28, p. 487-513.
- CIESIELSKI, P.F. & GRINSTEAD, G.P. 1986. Pliocene variations in the position of the Antarctic Convergence in the Southwest Atlantic. **Paleoceanography**, v. 1, n. 2, p. 197-232, 7 fig., 5 tab.
- CIESIELSKI, P.F. & WISE JR., S.W. 1977. Geologic history of the Maurice Ewing Bank of the Falkland Plateau (southwest Atlantic sector of the Southern Ocean) based on piston and drill cores. **Marine Geology**, v. 25, p. 175-207.

- CIESIESLKI, P.F., LEDBETTER, M.T. & ELLWOOD, B.B. 1982. The development of Antarctic Glaciation and the neogene paleoenvironment of Maurice Ewing Bank. **Marine Geology**, v. 46, p. 1-51.
- CIESIESLKI, P.F., LUDWIG, W.J., KRASHENINIKOV, V.A., *et al.* 1983. The Neogene and Quaternary Diatom Biostratigraphy of Subantarctic sediments, Deep Sea Drilling Project Leg 71. **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, v. 71, p. 635-665.
- CIESIESLKI, P.F. & WEAVER, F.M. 1983. Neogene and Quaternary Paleoenvironmental history of Deep Sea Drilling Project Leg 71 Sediments, Southwest Atlantic Ocean. **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, v. 71, p. 461-477.
- DE WEVER, P.; DUMITRICA, P.; CAULET, P.J.; NIGRINI, C. & CARIDROIT, M. 2001. Radiolarians in the Sedimentary Record. **Gordon and Breach Science Publishers**, p. 1-533.
- EILERT, V.P. 1997. **Radiolários Polycystina em sedimentos do Neo-oligoceno ao Neopleistoceno, Atlântico Sul ODP Leg 114 Site 704: Bioestratigrafia, a linhagem *Eucyrtidium* e o Sinal *Cycladophora davisiana***. Curso de Pós-graduação em Geociências, UFRGS, Tese de doutorado, 2v, 186p.
- HARRIS, W. & SLITTER, W.V. 1977. Evolution of the southwestern Atlantic Ocean Basin: results of Leg 36, Deep Sea Drilling Project. *In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 36*, v. 36, p. 993-1014.
- HAYS, J. 1965. Radiolaria and Late Tertiary and Quaternary history of Antarctic Seas. *In: LLANO, G.A. (ed). Biology of the Antarctic Seas II*. American Geophysical Union, (Antarctic Research Series, 5), Washington, p. 125-84
- HAYS, J.D. & OPDYKE, N.D. 1967. Antarctic Radiolaria, magnetic reversals and climatic change, **Science**, v. 158, n. 3804, p. 1001-1011, 10 fig., 4 tab.
- KATZ, M.E. 2011. Impact of Antarctic Circumpolar Current development on late Paleogene Ocean Structure, **Science**, v. 332, n. 1076, p. 1071-1079, 10 fig., 4 tab.
- KEANY, J. 1979. Early Pliocene Radiolaria taxonomy and biostratigraphy in the Antarctic Region. **Micropaleontology**, v. 25, n. 1, p. 50-74.
- LAGABRIELLE, Y.; GODDÉRIS, Y.; DONNADIEU, Y.; MALAVIELLE, J. & SUAREZ, M. 2009. The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 279, p. 197-211.
- LAZARUS, D. 1990. Middle Miocene to Recent radiolarian from the Weddell Sea, Antarctica, ODP Leg 113. *In: BARKER, P.F.; KENNETT, J.P. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 113, p.709-727.
- LAZARUS, D. 1992. Antarctic Neogene Radiolarians from the Kerguelen Plateau, Legs 119 and 120. *In: WISE, S.W., SCHLICH, R. et al. (ed). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, v. 29, p. 785-809.

- LAZARUS, D. 2002. Late Miocene to early Pliocene radiolarians from glaciomarine drift deposits, ODP Leg 178, Hole 1095B. *In*: BARKER, P.F.; CAMERLENGHI, A. *et al.* **Proceedings of the Ocean Drilling Program , Scientific Results**, v. 178, p.1-22.
- LAWVER, L.A. & GAHAGAN, L.M. 2003. Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 198, p. 11-37.
- LEDBETTER, M.T. & BORK, K.R. 1993. Post-Miocene fluctuations of Antarctic Bottom Water paleospeed in the southwest Atlantic Ocean. **Deep Sea Research II**, v. 40, n. 4/5, p. 1057-1071.
- LEDBETTER, M.T. & CIESIENSKI, P.F. 1982. Bottom-current erosion along a transverse in the south Atlantic sector of Southern Ocean. **Marine Geology**, v. 46, p. 329-341.
- LEDBETTER, M.T. & CIESIENSKI, P.F. 1986. Post-Miocene disconformities and paleoceanography in the Atlantic sector of Southern Ocean. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 52, p. 185-214.
- LEDBETTER, M.T.; CIESIENSKI, P.F.; OSBORN, N.I. & ALLISON, E.T. 1983. Bottom-current erosion in the southeast Indian and southwest Pacific Oceans during the last 5.4 million years. *In*: **Antarctic Earth Sciences**, Fourth International Symposium, p. 379-383.
- LUDWIG, W.J. 1983. Geologic framework of the Falkland Plateau. *In*: **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 71**, v. 71, p. 281-293.
- MACDONALD, D.; GOMEZ-PEREZ, I.; FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; LAWVER, L.; GAHAGAN, L.; DALZIEL, I.; THOMAS, C.; TREWIN, N.; HOLE, M. & PATON, D. 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, v. 20, p. 287-308.
- NAKASEKO, K. & NISHIMURA, A. 1982. Radiolaria from the bottom sediments of the Bellinghousen Basin in the Antarctic Sea. **Reports of the Technology Research Center**, J.N.O.C, n. 16, p. 91-244, 1 fig., 7 tab., 66 pl.
- NIGRINI, C. & LOMBARI, 1984. A guide to Miocene Radiolaria. **Special publication of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research**, n. 22: S1-S102/ N1-N206, 33 pl.
- OPDYKE, N.D.; GLASS, B.; HAYS, J.D. & FOSTER, J. 1966. Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores. **Science**, v. 154, p. 349-357, 7 fig., 2 tab.
- PETRUSHEVSKAYA, M.G. 1975. Cenozoic radiolarians of the Antarctic. Leg 29, DSDP. *In*: KENNETT, J.P. *et al.* (ed). **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**. Washington, D.C., U. S. Government Printing Office, v. 29, p. 541-675.
- PFUHL, H.A. & McCAYE I.N. 2005. Evidence for late Oligocene establishment of the Antarctic Circumpolar Current. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 235, p. 715-728.

- RAVAL, U. & VEERASWAMY, K. 2003. India-Madagascar separation: breakup along a pre-existing mobile belt and chipping of the craton. **Gondwana Research**, v. 6, n. 3, p. 467-485.
- RIEDEL, W.R. 1957. Radiolaria: a preliminary stratigraphy. **Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition**, v. 6, n. 3, p. 59-96.
- RIEDEL, W.R. 1958. Radiolaria in Antarctic sediments. In: **Reports on the British, Australian, New Zealand Antarctic Research Expedition (B.A.N.Z.A.R.E)** Ser. B, v. 6, pt. 10, p. 217-255.
- RIEDEL, W.R. 1959. Oligocene and Lower Miocene Radiolaria in tropical Pacific sediments. **Micropaleontology**, v. 5, n. 3, p. 285-302.
- RINTOUL, S.R.; HUGHES, C. & OLBERS, D. 2001. The Antarctic Circumpolar Current System. In: **Ocean Circulation and Climate. International Geophysics Series**. v. 77, p. 271-302.
- SMITH, R.; DESFLOTS, M.; WHITE, S.; MARIANO, A.J. & RYAN, E.H. 2001-2008. The Antarctic CP Current. **Ocean Surface Currents**. Disponível em: <<http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/southern/antarctic-cp.html>>
- TAKEMURA, A 1992. Radiolarian Paleogene biostratigraphy in the southern Indian Ocean, Leg 120. In: WISE, S.W. SCHLICH, R. *et al.* (ed). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, v. 120, p. 735-756.
- TAVARES, F.M.; EILERT, V.P.; DE SOUZA, M.R. & BALBI, L.S. 2002. Bioestratigrafia e paleoecologia com base em radiolários pós-eocênicos do banco Maurice Ewing, Platô Falkland. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, *Anais*, João Pessoa, p. 682
- VAN DE PAVERD, P.J. 1995. **Recent Polycystine Radiolaria from the Snellius-II Expedition**. PhD. Thesis. Paleontological Museum, University of Oslo-Norway, 351p.
- VIGOUR, R. & LAZARUS, D. 2002. Biostratigraphy of late Miocene-early Pliocene radiolarians from ODP Leg 183 Site 1138. In: FREY, F.A. *et al.* **Proceedings of the Ocean Drilling Program , Scientific Results**, v. 183, p.1-17.
- WEAVER, F.M. 1973. **Pliocene paleoclimatic and paleoglacial history of east Antarctica recorded in deep sea piston cores**. Master thesis, Florida State University.
- WEAVER, F.M. 1976. **Late Miocene and Pliocene radiolarian paleobiogeography and biostratigraphy of the Southern Ocean**. Ph. D. thesis diss. Florida State University, USA, 174 p. 11 pl., 20 fig., 6 tab.
- WEAVER, F.M. 1983. Cenozoic radiolarians from the Southwest Atlantic, Falkland Plateau Region, Deep Sea Drilling Project, Leg 71. In: **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 71**, v. 71, p. 667-86.

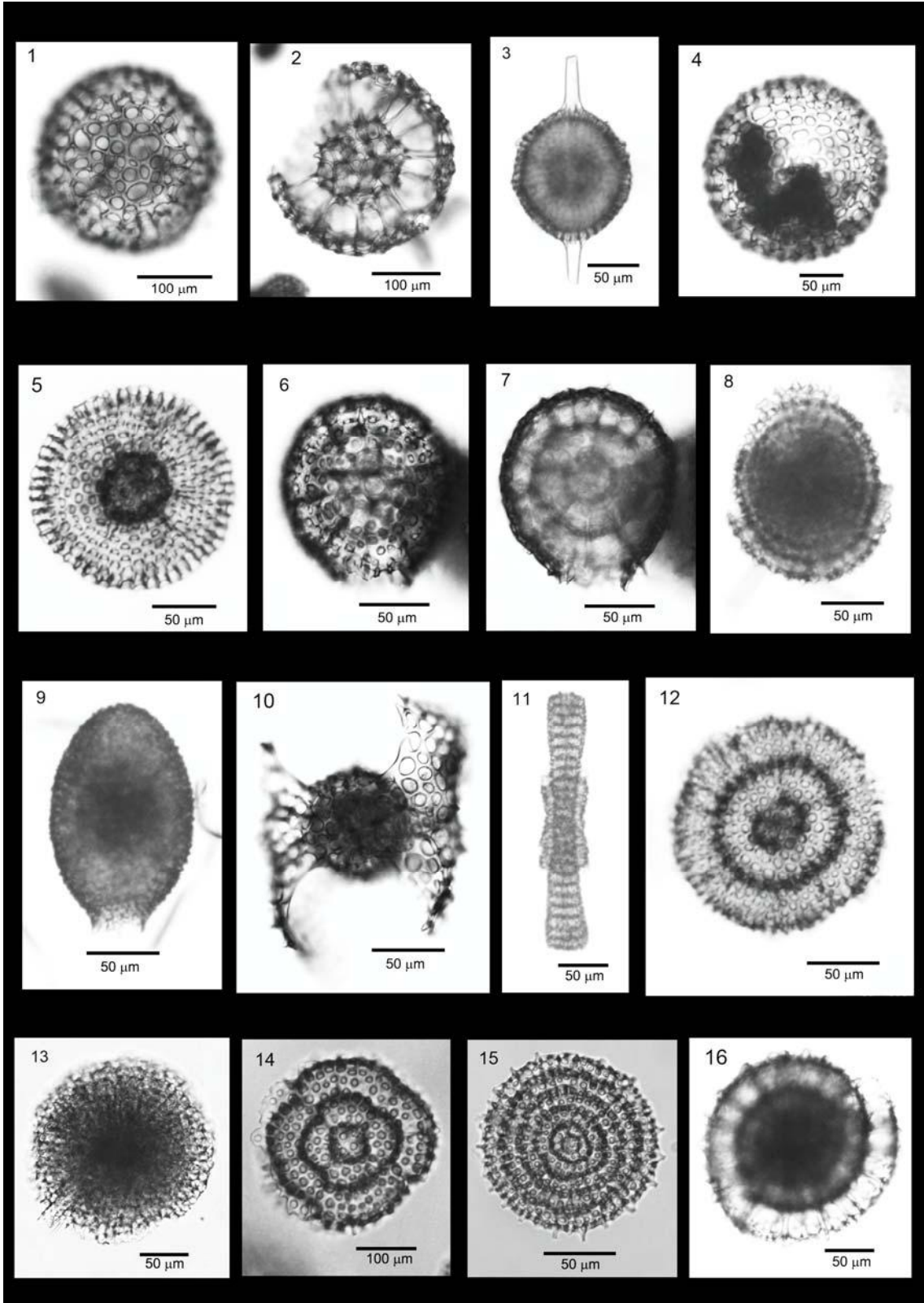
APÊNDICES

Apêndice A
Estampas

Estampa 1

- Figs. 1 e 2 - *Actinomma antarcticum* (Haeckel) Nigrini, 1967
Amostra 2-4 cm
- Fig. 3 - *Amphistylus angelinus* (Campbell & Clark) Chen, 1975
Amostra 270-272 cm
- Fig. 4 - *Cenosphaera cristata* Haeckel, 1887
Amostra 2-4 cm
- Fig. 5 - *Periphaena decora* Ehrenberg, 1873
Amostra 110-112 cm
- Figs. 6 e 7 - *Prunopyle antarctica* Dreyer, 1889
Amostra 2-4 cm
- Fig. 8 - *Prunopyle hayesi* Chen, 1975
Amostra 60-62 cm
- Fig. 9 - *Prunopyle titan* Campbell & Clark, 1944
Amostra 60-62 cm
- Fig. 10 - *Phorticium pylonium* (Haeckel) Cleve, 1899
Amostra 2-4 cm
- Fig. 11 - *Amphymenium amphystylium* Haeckel, 1887
Amostra 70-72 cm
- Fig. 12 - *Circodiscus ellipticus* (Stöhr) group Petrushevskaya, 1975
Amostra 270-272 cm
- Fig. 13 - *Spongopyle osculosa* Dreyer, 1889
Amostra 2-4 cm
- Fig. 14 - *Stylodictya aculeata* Jörgensen, 1905
Amostra 60-62 cm
- Fig. 15 - *Stylodictya validispina* Jörgensen, 1905
Amostra 2-4 cm
- Fig. 16 - *Lithelius nautiloides* Popofsky, 1908
Amostra 2-4 cm

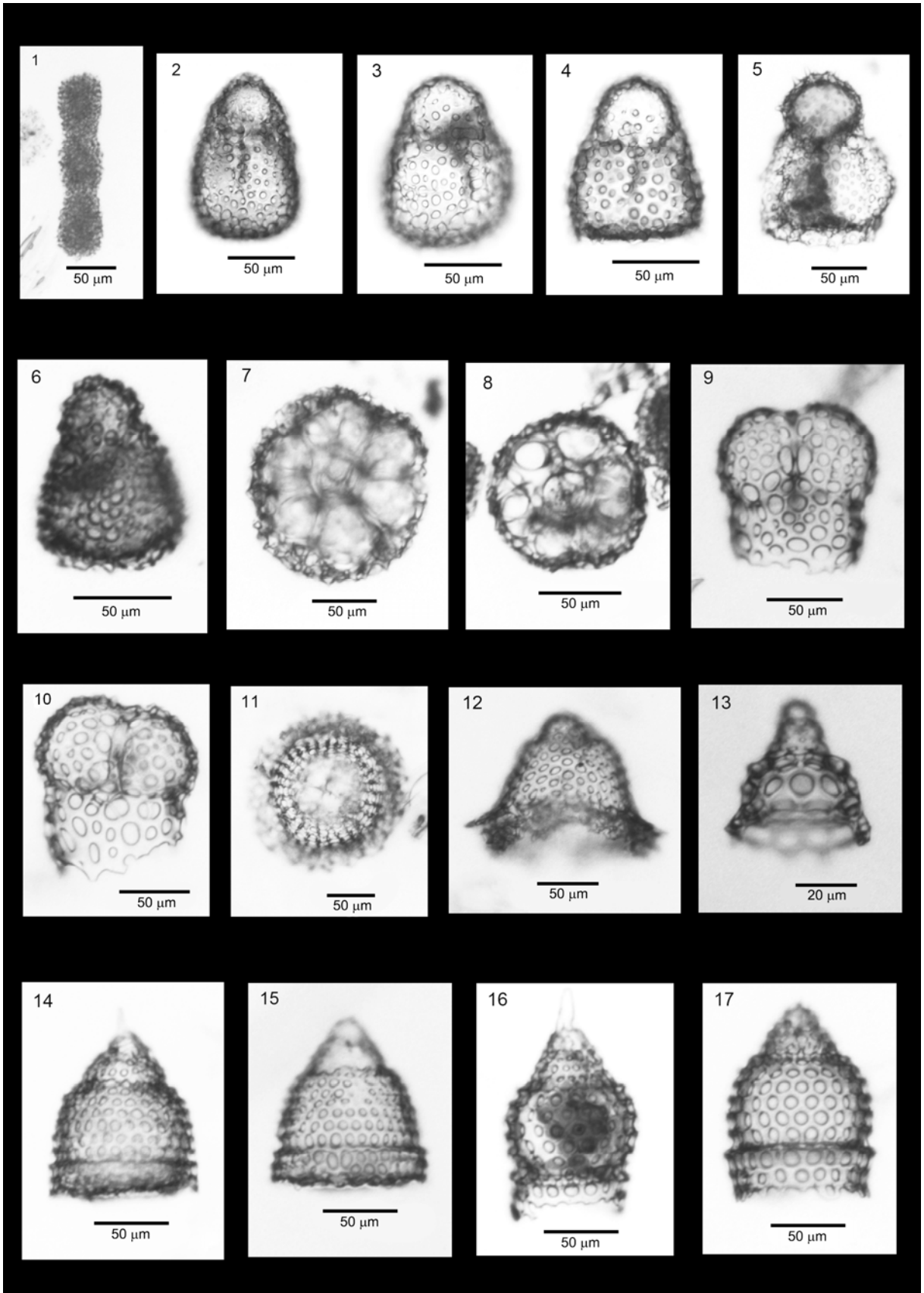
Estampa 1



Estampa 2

- Fig. 1 - *Spongurus cylindricus* Haeckel, 1860
Amostra 160-162 cm
- Fig. 2 - *Antarctissa cylindrica* Petrushevskaya, 1975
Amostra 2-4 cm
- Figs. 3 e 4 - *Antarctissa denticulata* (Ehrenberg) Petrushevskaya, 1967
Amostra 2-4 cm
- Fig. 5 - *Antarctissa strelkovi* Petrushevskaya, 1967
Amostra 2-4 cm
- Fig. 6 - *Antarctissa sp.*
Amostra 2-4 cm
- Figs. 7 e 8 - *Helotholus vema* Hays, 1965
Amostra 51-53 cm
- Figs. 9 e 10 - *Dendrospyris haysi* Chen, 1975
Amostras 180-182 cm e 260 - 262 cm
- Figs. 11 e 12 - *Velicucullus altus* Abelmann, 1990
Amostra 80-82 cm e 180-182 cm
- Fig. 13 - *Cycladophora davisiana* Ehrenberg, 1861
Amostra 10-12 cm
- Figs. 14 e 15 - *Cycladophora golli golli* (Chen) Lombari & Lazarus, 1988
Amostra 80-82 cm e 280-282 cm
- Figs. 16 e 17- *Cycladophora golli regipileus* (Chen) Lombari & Lazarus, 1988
Amostra 110-112 cm e 210-212 cm

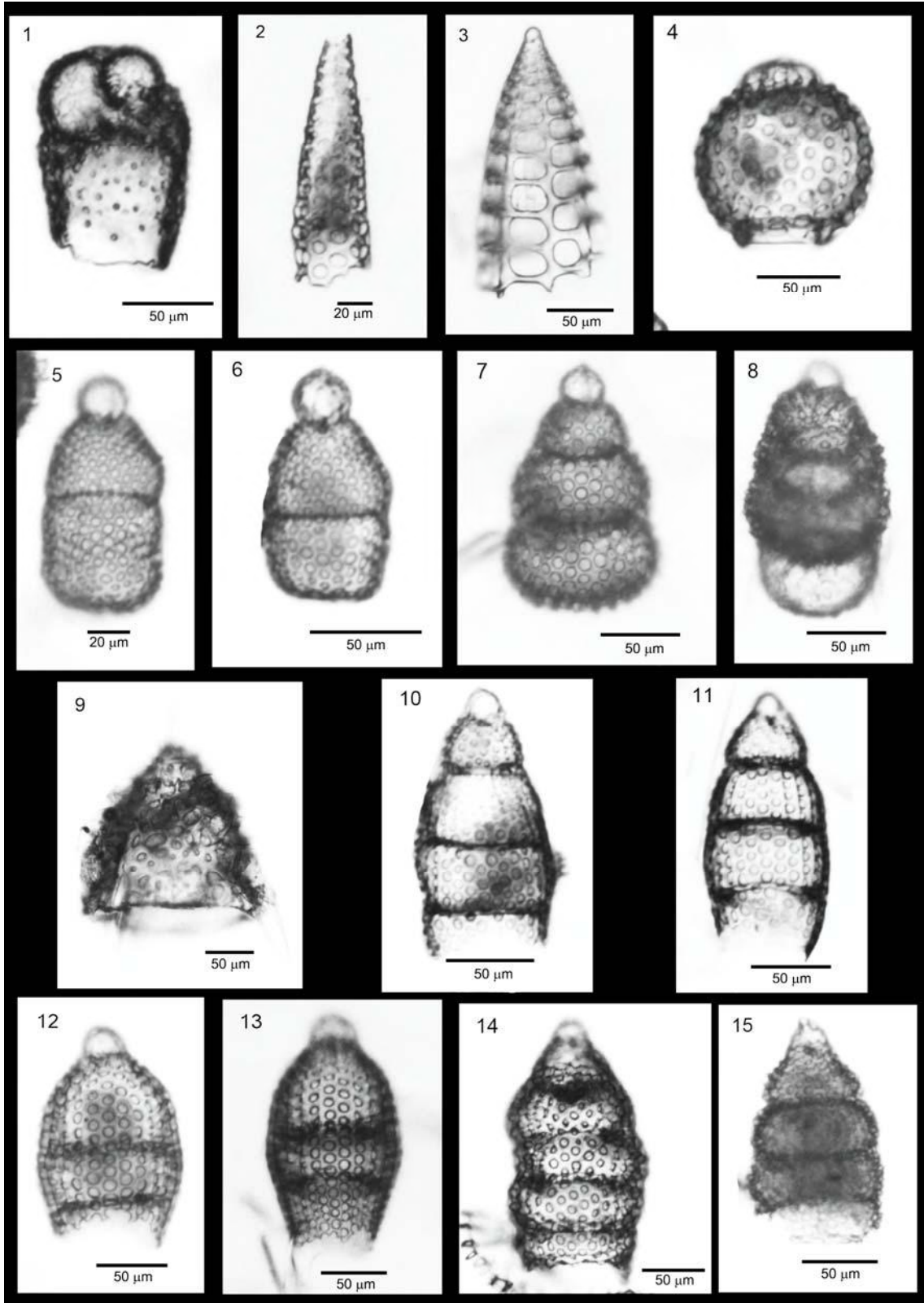
Estampa 2



Estampa 3

- Fig. 1 - *Saccospyris antarctica* Haecker, 1908
Amostra 2-4 cm
- Fig. 2 - *Cornutella profunda* Ehrenberg, 1858
Amostra 51-53 cm
- Fig. 3 - *Peripyramis circumtexta* Haeckel, 1887
Amostra 100-102 cm
- Fig. 4 - *Carpocanium sp.*
Amostra 130-132 cm
- Figs. 5 e 6 - *Cyrtocapsella robusta* Abelmann, 1990
Amostra 70-72 cm e 100-102 cm
- Figs. 7 e 8 - *Cyrtocapsella tetrapera* (Haeckel) Riedel & Sanfilippo, 1970
Amostra 60-62 cm
- Fig. 9 - *Dictiophimus hirundo* (Haeckel) Petrushevskaya, 1975
Amostra 60-62 cm
- Figs. 10 e 11 - *Eucyrtidium cienkowskii* (Haeckel) group Sanfilippo *et al.*, 1973
Amostra 90-92 cm e 280-282 cm
- Figs. 12 e 13 - *Eucyrtidium punctatum* (Ehrenberg) Ehrenberg, 1847
Amostra 130-132 cm e 80-82 cm
- Figs. 14 e 15 - *Eucyrtidium sp.*
Amostra 130-132 cm e 80-82 cm

Estampa 3



Apêndice B
Lista de táxons

1. *Actinomma antarcticum* (Haeckel) Nigrini, 1967 (p. 41, pl. 1, figs. 1, 2)
2. *Amphistylus angelinus* (Campbell & Clark) Chen, 1975 (p. 41, pl. 1, fig. 3)
3. *Amphymenium amphystylium* Haeckel, 1887 (p. 43, pl. 1, fig. 11)
4. *Antarctissa cylindrica* Petrushevskaya, 1975 (p. 44, pl. 2, fig. 2)
5. *Antarctissa denticulata* (Ehrenberg) Petrushevskaya, 1967 (p. 45, pl. 2, figs. 3, 4)
6. *Antarctissa* sp. (p. 45, pl. 2, fig. 6)
7. *Antarctissa strelkovi* Petrushevskaya, 1967 (p. 45, pl. 2, fig. 5)
8. *Carpocanium* sp. (p. 48, pl. 3, fig. 4)
9. *Cenosphaera cristata* Haeckel, 1887 (p. 41, pl. 1, fig. 4)
10. *Circodiscus ellipticus* (Stöhr) group Petrushevskaya, 1975 (p. 43, pl. 1, fig. 12)
11. *Cornutella profunda* Ehrenberg, 1858 (p. 47, pl. 3, fig. 2)
12. *Cycladophora davisiana* Ehrenberg, 1861 (p. 46, pl. 2, fig. 13)
13. *Cycladophora golli golli* (Chen) Lombardi & Lazarus, 1988 (p. 46, pl. 2, figs. 14, 15)
14. *Cycladophora golli regipileus* (Chen) Lombardi & Lazarus, 1988 (p. 47, pl. 2, figs. 16, 17)
15. *Cyrtocapsella robusta* Abelmann, 1990 (p. 48, pl. 3, fig. 5, 6)
16. *Cyrtocapsella tetrapera* (Haeckel) Riedel & Sanfilippo, 1970 (p. 48, pl. 3, figs. 7, 8)
17. *Dendrospyris haysi* Chen, 1975 (p. 46, pl. 2, figs. 9, 10)
18. *Dyctiophimus hirundo* (Haeckel) Petrushevskaya, 1975 (p. 48, pl. 3, fig. 9)
19. *Eucyrtidium cienkowski* (Haeckel) group Sanfilippo *et al.*, 1973 (p. 49, pl. 3, figs. 10, 11)
20. *Eucyrtidium punctatum* (Ehrenberg) Ehrenberg, 1847 (p. 49, pl. 3, figs. 12, 13)
21. *Eucyrtidium* sp. (p. 49, pl. 3, figs. 14, 15)
22. *Helotholus vema* Hays, 1965 (p. 45, pl. 2, figs. 7, 8)
23. *Lithelius nautiloides* Popofsky, 1908 (p. 44, pl. 1, fig. 16)
24. *Periphaena decora* Ehrenberg, 1873 (p. 42, pl. 1, fig. 5)
25. *Peripyramis circumtexta* Haeckel, 1887 (p. 47, pl. 3, fig. 3)
26. *Phorticium pylonium* (Haeckel) Cleve, 1899 (p. 42, pl. 1, fig. 10)
27. *Prunopyle antarctica* Dreyer, 1889 (p. 42, pl. 1, figs. 6, 7)
28. *Prunopyle hayesi* Chen, 1975 (p. 42, pl. 1, fig. 8)
29. *Prunopyle titan* Campbell & Clark, 1944 (p. 42, pl. 1, fig. 9)
30. *Saccospyris antarctica* Haecker, 1908 (p. 47, pl. 3, fig. 1)
31. *Spongopyle osculosa* Dreyer, 1889 (p. 43, pl. 1, fig. 13)
32. *Spongurus cylindricus* Haeckel, 1860 (p. 44, pl. 2, fig. 1)
33. *Stylodictya aculeata* Jörgensen, 1905 (p. 43, pl. 1, fig. 14)
34. *Stylodictya validispina* Jörgensen, 1905 (p. 44, pl. 1, fig. 15)
35. *Velicucullus altus* Abelmann, 1990 (p. 46, pl. 2, figs. 11, 12)