

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Programa de Pós-Graduação em Geociências

Variações faunísticas (Ostracoda) no
testemunho G-77, Quaternário tardio da
Bacia de Campos, Brasil

Lisandra Aparecida Alves Sartori

Porto Alegre

2011

Lisandra Aparecida Alves Sartori

Variações faunísticas (Ostracoda) no
testemunho G-77, Quaternário tardio da
Bacia de Campos, Brasil

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Geociências do Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Rio Grande do Sul como requisito parcial a
obtenção do título de Mestre em Geociências.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: PALEONTOLOGIA

ORIENTADOR: DR. JOÃO CARLOS COIMBRA

Comissão Examinadora

Dr. Cristianini Trescastro Bergue

Dra. Karen Badaraco Costa

Dra. María Alejandra Gómez Pivel

Porto Alegre

2011

CIP - Catalogação na Publicação

Sartori, Lisandra Aparecida Alves
Variações faunísticas (Ostracoda) no testemunho G-77, Quaternário tardio da Bacia de Campos, Brasil / Lisandra Aparecida Alves Sartori. -- 2011.
150 f.

Orientador: João Carlos Coimbra.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2011.

1. Bacia de Campos. 2. Biodiversidade. 3. Ostracodes. 4. Paleoceanografia. 5. Quaternário. I. Coimbra, João Carlos, orient. II. Título.

Dedico,

Ao meu marido e amigo Mayeke Young de Lima, pela ajuda e principalmente pelo incentivo. Sem ele com certeza não seria possível a finalização desta dissertação.

Agradecimentos

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos;

Ao Dr. João Carlos Coimbra, meu orientador, por toda a ajuda durante o mestrado;

Aos doutores Cristianini Trescastro Bergue e María Alejandra Gómez Pivel pelas sugestões e discussões durante a realização desta dissertação;

Ao Sandro Petró pela ajuda com os dados do SpecMap e Corel;

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul;

Aos colegas do Laboratório de Microfósseis Calcários;

Ao Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelo acesso ao microscópio eletrônico de varredura (MEV).

RESUMO

Estudos recentes têm demonstrado significativas variações na composição da fauna de ostracodes batiais decorrentes de mudanças climáticas. Visando verificar como esses eventos afetaram a ostracofauna batial da bacia de Campos foram analisadas 15 amostras provenientes de um testemunho a pistão recuperado a 1.287 m de lâmina de água. Espécies alóctones e autóctones foram identificadas sendo apenas as últimas estudadas. A idade das amostras foi obtida com base na análise de isótopos estáveis de oxigênio em testas do foraminífero planctônico *Globigerinoides ruber*, e os resultados comparados com dados do SPECMAP (*Spectral Mapping Project*). Foram identificadas 50 espécies autóctones distribuídas em 26 gêneros e 17 famílias. Os gêneros *Krithe* e *Cytheropteron* foram os mais diversificados (sete e cinco espécies, respectivamente). A família mais diversificada foi Cytheruridae, corroborando outros estudos paleoceanográficos. Foi estabelecida a idade de 42 ka para a base e 200 anos para o topo do testemunho. A análise de agrupamento por similaridade de Jaccard dividiu as amostras em dois grupos separados na amostra 12 (17,3 ka), no limite Holoceno-Último Máximo Glacial. A diversidade oscilou significativamente entre períodos glaciais e interglaciais, sendo menor no primeiro (3,0 nats/ind⁻¹) e maior no último (3,4 nat/ind⁻¹). Foi observado o predomínio de *Argilloecia* e *Cytheropteron* durante a deglaciação, *Saida* no interglacial, *Apatihowella* no UMG, *Krithe* no glacial e *Macropyxis* durante o UMG e glacial. *Xestoleberis*, por sua vez, ocorreu com diversidade relativamente constante ao longo de todo o testemunho. A distância taxonômica entre as espécies que ocorrem no glacial e interglacial se mostrou dentro dos limites esperados, com pequena proximidade entre os limites superiores e inferiores, respectivamente. A fauna de ostracodes da Bacia de Campos respondeu às variações climáticas ocorridas no Quaternário, o que reforça seu grande potencial como indicadora de mudanças paleoceanográficas.

Palavras-chave: Bacia de Campos. Biodiversidade. Ostracodes. Paleoceanografia. Quaternário.

ABSTRACT

Present studies have demonstrated significant changes in the composition of bathyal ostracode fauna caused by climatic events. With the objective of assess the influence of these events on the bathyal ostracodes from Campos Basin, 15 samples from a piston core taken at 1,287 m water depth were studied. Both allochthonous and autochthonous species were identified, however, only the latter were analyzed. The age of the samples was determined based on oxygen stable isotope data from tests of the planktonic foraminifer *Globigerinoides ruber* and compared to SPECMAP (*Spectral Mapping Project*) ones. Fifty autochthonous species belonging to 26 genera and 17 families were identified. The genera *Krithe* and *Cytheropteron* were the more diversified (seven and five species, respectively), while Cytheruridae was the most diversified family, supporting other paleoceanographic studies. The core bottom was dated as 42 ka, and the top 200 years. The Jaccard similarity grouping analysis shared the samples into two groups being the sample 12 (17.3 ka) the limit between them, which corresponds to the Holocene-Last Glacial Maximum transition. The diversity varied significantly between glacial and interglacial periods, being lower in the former (3.0 nats/ind⁻¹) and higher in the latter (3.4 nat/ind⁻¹). The predominance of *Argilloecia* and *Cytheropteron* during the deglacial, *Saida* during the interglacial, *Apatihowella* during LGM, *Krithe* on glacial, and *Macropyxis* during the glacial and LMG was recorded. *Xestoleberis* was registered with steady diversity values along the core. The taxonomic distances between the species in the glacial and interglacial presented ordinary values, with small distance between the upper and lower limits, respectively. The ostracode faunas from Campos Basin responded to the Quaternary climatic events, reinforcing the use of deep-sea ostracodes changes as a paleoceanographic proxy.

Keywords: Campos Basin. Biodiversity. Ostracodes. Paleoceanography. Quaternary.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Valva esquerda em vista interna, mostrando os principais elementos estruturais (Modificado de Armstrong & Brasier, 2005).	19
Figura 2. Gráfico mostrando o crescimento descontínuo de um ostracode (Modificado de Armstrong & Brasier, 2005).	20
Figura 3. Distribuição ambiental e abundância relativa em cada ambiente (Modificado de Armstrong & Brasier, 2005).	22
Figura 4. Distribuição estratigráfica dos ostracodes (Retirado de Coimbra & Bergue, <i>no prelo</i>).	23
Figura 5. Distribuição de <i>Henryhowella-Echinocythereis</i> e <i>Krithe</i> nos intervalos frios e quentes (Modificado de Bassetti <i>et al.</i> , 2010).	26
Figura 6. Migração da ZMO durante os eventos regressivos e transgressivos do nível do mar (Modificado de Bergue, 2006).	27
Figura 7. Esquema mostrando a adaptação dos ostracodes para habitar a CCD (Modificado de Swanson, 1995).	28
Figura 8. Esquema da estratificação da coluna de água nos oceanos em relação à latitude (Modificado de Seawater, 2004).	33
Figura 9. Localização da termoclina em relação à temperatura e profundidade da água oceânica nas diferentes latitudes (Modificado de Seawater, 2004).	33
Figura 10. Esquema da movimentação dos ventos em relação às regiões de baixa e alta pressão atmosférica (Modificado de Ruddiman, 2005).	35
Figura 11. Circulação termohalina (Retirado de Whitman, 2006).	36
Figura 12. Locais de formação das massas de águas profundas (elipses amarelas). Em azul as águas frias e em vermelho as águas quentes. Setas indicam a direção do fluxo da corrente (Retirado de Rahmstorf, 2006).	37
Figura 13. As forças orbitais. Excentricidade: mudança na forma da órbita da Terra. Obliquidade: mudança na inclinação do eixo de rotação da Terra. Precessão: variação no eixo de rotação da Terra (Modificado de Shemesh <i>et al.</i> , 2002).	40
Figura 14. Variação climática no Cenozóico a partir de dados de isótopos de oxigênio e carbono, mostrando os principais eventos climáticos, tectônicos e bióticos (Modificadodo de Zachos <i>et al.</i> , 2001).	41

Figura 15. Esquema mostrando os três tipos de circulação que prevalecem no Oceano Atlântico. A linha vermelha corresponde à formação da APAN e a linha azul à AFA (Modificado de Rahmstorf, 2002).	44
Figura 16. Reconstrução das temperaturas do oceano com dados de sedimento oceânico (linha verde) e gelo da Groenlândia (linha azul), mostrando os eventos H (vermelho) e D/O (numerados) (Modificado de Rahmstorf, 2002).	45
Figura 17. Variação ideal da temperatura com o tempo e os EIM numerados (Modificado de Emiliani, 1955).	47
Figura 18. Esquema mostrando a facilidade de evaporação do isótopo mais leve do oxigênio (Modificado de Bigg, 2003).	48
Figura 19. Mapa da localização do poço G-77 na Bacia de Campos.	50
Figura 20. Diagrama das fácies sedimentares da Bacia de Campos (Modificado de Machado <i>et al.</i> , 2004).	52
Figura 21. Estratificação das massas d'água na margem sudoeste brasileira e a localização do poço G-77. Símbolos dentro do círculo indicam sentido do fluxo: x = fluxo para fora da página; o = fluxo para dentro da página. Ângulo de descida do talude exagerado (Modificado de Viana <i>et al.</i> , 1998).	54
Figura 22. Representação esquemática das correntes no Oceano Atlântico Sul (Modificado de Peterson & Stramma, 1991).	56
Figura 23. Carta Estratigráfica da Bacia de Campos (Retirado de Winter <i>et al.</i> , 2007).	57
Figura 24. Distribuição das amostras ao longo do testemunho. A. vista geral do testemunho; em vermelho: amostras estudadas por Nicolaidis (2008); em amarelo: amostras ainda não estudadas; em azul: amostras analisadas nesta dissertação. B. vista em detalhe das amostras estudadas no presente trabalho.	59
Figura 25. Total de número de espécies por amostra.	89
Figura 26. Total de número de valvas por amostra.	89
Figura 27. Índice de diversidade de Shannon-Wiever ($r = -0,60$).	90
Figura 28. Contribuição de cada espécie na amostra.	90
Figura 29. Agrupamento por similaridade de Jaccard (coeficiente de correlação = 0,669).	91
Figura 30. Dominância de cada gênero autóctone.	92
Figura 31. Relação entre valvas adultas e juvenis.	94
Figura 32. Contribuição de valvas adultas e juvenis por amostra.	94

Figura 33. Relação entre as faunas autóctones e alóctones.	95
Figura 34. Contribuição de espécies autóctones e alóctones por amostra.	95
Figura 35. Curva de isótopos estáveis de oxigênio com base em foraminíferos planctônicos.	97
Figura 36. Correlação entre a curva do SPECMAP (vermelho) e a curva de isótopo de oxigênio do foraminífero <i>Globigerinoides ruber</i> (azul). Coeficiente de correlação = -0,896.	97
Figura 37. Relação entre a idade e a profundidade das amostras.	98
Figura 38. Relação entre a idade e o isótopo de oxigênio.	99
Figura 39. A. Relação entre H(S) e os valores de isótopo de oxigênio ($r = -0,43$); B. Relação entre a abundância e os valores de isótopo de oxigênio ($r = -0,60$).	100
Figura 40. Mudanças na diversidade da ostracofauna nos últimos 42 ka.	100
Figura 41. Ocorrência de gêneros de ostracodes no testemunho G-77.	102
Figura 42. Diversidade taxonômica e distinção taxonômica no interglacial e glacial.	103
Figura 43. Esquema mostrando as etapas que o organismo passa após a morte até ser preservado como fóssil, e os processos tafonômicos atuantes (Modificado de Kidwell & Flessa, 1996).	104
Figura 44. Agrupamento por similaridade de Jaccard mostrando três eventos significativos. Maiores detalhes no texto.	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Número de espécies autóctones por gênero.....	88
Tabela 2. Número de gêneros autóctones por família.	88
Tabela 3. Número de espécies por gênero em cada amostra e a dominância correspondente.	93
Tabela 4. As amostras e suas profundidades (Prof.) relacionadas com a análise de isótopos estáveis de oxigênio.....	96
Tabela 5. Idade estimada de cada amostra.	98
Tabela 6. Dados brutos de diversidade e abundância das espécies.	99

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACAS – Água Central do Atlântico Sul
AFA – Água de Fundo Antártica
AIA – Água Intermediária Antártica
AL – Água do Litoral
alt. – Altura
Am. – Amostra
APAN – Água Profunda do Atlântico Norte
AST – Água Superficial Tropical
AT – Água Tropical
C – Carapaça
CB – Corrente do Brasil
CCA – Circulação Circumpolar Antártica
CCB – Contracorrente do Brasil
CCD – *Calcite Compensation Depth*
CME – Centro de Microscopia Eletrônica
comp. – Comprimento
CSE – Corrente Sul Equatorial
D/O – Dansgaard-Oeschger
EIM – Estágios Isotópicos Marinhos
Est. – Estampa
Fig. – Figura
H – Heinrich
JPC – Jumbo Piston Core
MEV – microscópio eletrônico de varredura
PETROBRÁS – Petróleo Brasileiro S.A.
Tab. – Tabela
UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul
UMG – Último Máximo Glacial
V – Valva
VD – Valva direita

VE – Valva esquerda

VPDB – *Vienna Pee Dee Belemnite*

VSMOW – *Vienna Standard-Mean-Ocean-Water*

YD – *Younger Dryas*

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

ZMO – Zona de Mínimo de Oxigênio

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	16
2 OBJETIVOS.....	17
3 OSTRACODES.....	18
3.1 Caracterização dos Ostracodes.....	18
3.2 Reprodução e Ontogenia.....	20
3.3 Ecologia.....	21
3.4 História Geológica.....	22
3.5 Tendências Evolutivas.....	23
3.6 Aplicações na Paleontologia.....	24
4 OSTRACODES EM ESTUDOS PALEOCEANOGRÁFICOS.....	25
5 TRABALHOS PRÉVIOS NA BACIA DE CAMPOS.....	29
6 CONTEXTO PALEOCEANOGRÁFICO.....	31
6.1 Caracterização dos Oceanos.....	31
6.1.1 Generalidades.....	31
6.1.2 Circulação Oceânica.....	31
6.1.3 Estratificação Térmica dos Oceanos.....	32
6.1.4 Circulação Superficial.....	33
6.1.5 Circulação Termohalina.....	35
6.1.6 Circulação do Oceano Atlântico no Cenozóico.....	37
6.2 O Clima no Cenozóico.....	39
6.2.1 Forças Orbitais.....	39
6.2.2 Variação Climática no Cenozóico.....	40
6.2.3 Evento Dansgaard-Oeschger (D/O).....	43
6.2.4 Evento Heinrich (H).....	44

6.2.5 Deglaciação e o evento <i>Younger Dryas</i>	45
6.3 Isótopo de Oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$)	46
7 ÁREA DE ESTUDO	50
7.1 Localização	50
7.2 Sedimentologia	51
7.3 Oceanografia.....	53
7.4 Gênese e Evolução da Bacia de Campos.....	55
8 MATERIAL E MÉTODOS.....	58
8.1 Testemunho G-77	58
8.2 Amostras.....	60
8.3 Análise Geoquímica	60
8.4 Análises Estatísticas	61
8.4.1 Índice de Shannon-Weaver.....	61
8.4.2 Índice de Dominância.....	61
8.4.3 Índice de Jaccard	62
8.4.4 Equitabilidade.....	62
8.4.5 Distância Taxonômica	63
8.5 Modelo de Idade	64
9 RESULTADOS	65
9.1 Taxonomia.....	65
9.1.1 Espécies Autóctones	65
9.1.2 Espécies Alóctones	84
9.2 Análise Faunística	87
9.2.1 Presença de Juvenis	94
9.2.2 A Fauna Alóctone.....	95
9.3 Isótopos Estáveis de Oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$)	96
9.3.1 Modelo de Idade	97

9.4 <i>Turnover</i> faunístico	99
9.5 Distância Taxonômica	103
10 DISCUSSÃO	104
10.1 Aspectos Tafonômicos e Faunísticos	104
10.2 Mudanças na Fauna nos Últimos 42 ka	107
10.3 Assembleias do Interglacial e Glacial	109
10.4 Filtros Ambientais Seleccionando as Espécies	111
10.5 Limites Interpretativos	112
11 CONCLUSÕES	113
REFERÊNCIAS	114
ESTAMPAS	128
APÊNDICE A – Lista dos gêneros e espécies citados nesta dissertação.	141
APÊNDICE B – Dados brutos das espécies nas amostras.	145
APÊNDICE C – Dados brutos de diversidade e abundância nas amostras.	146
APÊNDICE D – Lista dos níveis taxonômicos.	147

1 INTRODUÇÃO

Os ostracodes são microcrustáceos caracterizados por uma carapaça bivalve calcária que engloba o corpo e os apêndices, possuindo abertura na região ventral e charneira na região dorsal. Apresentam distribuição estratigráfica do Ordoviciano ao Recente. Libeau (2005) classifica Ostracoda como uma subclasse da Classe Maxillopoda pertencente ao Filo Crustacea.

Eles têm significativo potencial de aplicação na bioestratigrafia devido à curta amplitude temporal de algumas espécies, pois apresentam rápida evolução. Entretanto, como organismos bentônicos seu valor bioestratigráfico é diminuído por serem dependentes de fácies.

Os ostracodes fósseis são largamente utilizados como indicadores paleoambientais; os marinhos psicosféricos são bons marcadores de eventos paleoclimáticos e paleoceanográficos. O gênero *Kritho*¹ tem sido utilizado em estudos de paleosalinidade e paleotemperatura, especialmente através da análise das assinaturas isotópicas e de elementos traço das carapaças, para paleoambientes marinhos profundos.

O estudo dos ostracodes de águas profundas tem feito muito progresso nos últimos anos, com vários trabalhos sobre morfologia, taxonomia, zoogeografia e ecologia. Embora menos abundantes que as espécies neríticas, eles são comuns como microfósseis devido às duas valvas em geral bem calcificadas e facilmente preservadas em sedimentos depois da morte do animal, e em quantidade suficiente para análise de diversidade e aplicações paleoecológicas.

As mudanças nas características físico-químicas das massas de água ao longo do Quaternário, ocasionadas pelos ciclos glaciais-interglaciais, influenciam a composição da fauna bentônica. A combinação das análises faunística e geoquímica fornecem subsídios para observar eventos climáticos significativos de escala milenar à orbital, e como estes influenciaram a assembleia de ostracodes.

O objetivo geral desta dissertação é analisar a composição taxonômica da ostracofauna presente no testemunho G-77, da Bacia de Campos, e identificar os fatores ambientais que provocaram um *turnover* faunístico nos últimos 42 ka.

¹ A lista completa dos autores que descreveram os gêneros e espécies citados nesta dissertação encontra-se no APÊNDICE A.

2 OBJETIVOS

Prosseguindo os estudos de ostracodes de águas profundas na margem continental brasileira, os objetivos específicos deste trabalho são:

- identificar as espécies de ostracodes batiais da Bacia de Campos no testemunho G-77;
- avaliar o *turnover* faunístico ocorrido na transição Pleistoceno/Holoceno;
- identificar o Último Máximo Glacial (UMG) através da análise isotópica de oxigênio no foraminífero *Globigerinoides ruber*;
- comparar os eventos paleoambientais identificados no Quaternário do Atlântico Sul com outras regiões oceânicas.

3 OSTRACODES

Este capítulo foi baseado especialmente nos trabalhos de Moore & Pitrat (1961), Van Morkhoven (1962a, 1962b), Pokorný (1978), Athersuch *et al.* (1989), Maddocks (1982), Griffiths & Holmes (2000), Horne *et al.* (2002), Smith & Horne (2002), Keyser & Walter (2004), Boomer (2002) e Armstrong & Brasier (2005).

3.1 Caracterização dos Ostracodes

O corpo dos ostracodes é pequeno, lateralmente comprimido e encerrado dentro da carapaça bivalve, não apresenta sinal de segmentação, e o limite entre a cabeça e o tórax é representado por uma leve constrição. A existência de ancestral com segmentação é vista na natureza e distribuição dos apêndices. O exoesqueleto consiste em uma camada externa de quitina e uma interna epidérmica que secreta a camada calcária (= lamela externa); a periferia da lamela interna também é geralmente calcificada. O vestíbulo é o espaço entre a lamela interna e externa. Quando presente é ocupado pelos órgãos vitais (Fig. 1).

Todos os apêndices são formados por um número de segmentos chamados podômeros. Estes são birrames, consistindo de um único ramo basal (protopodito) que consiste de dois podômeros, denominados base e coxa. A base tem dois ramos, um interno chamado endopodito e outro externo, o exopodito. A coxa e a base podem estar fusionadas formando um único podômero.

A região cefálica possui quatro pares de apêndices: antênulas, antenas, mandíbulas e maxilas. A região torácica contém a maioria dos órgãos internos e até três pares de apêndices, os quais variam morfológicamente de acordo com a função exercida. Possuem até oito pares de apêndices no estágio adulto, incluindo o apêndice copulatório dos machos. A maioria têm um ramo caudal denominado furca.

A carapaça calcária é formada por uma valva direita e uma esquerda, podendo ser uma maior que a outra. As valvas são compostas de sal inorgânico que pode ser carbonato de cálcio (CaCO_3) ou carbonato de magnésio (MgCO_3). O carbonato necessário para a construção da nova concha provém inteiramente do ambiente, não sendo reutilizadas partes da

antiga carapaça. Nos adultos marinhos da ordem Podocopida as valvas frequentemente são bem calcificadas, embora mais fracamente calcificadas nos primeiros ínstares. O contorno da carapaça, *i.e.*, o perfil desta observada em vista lateral externa, é uma característica constante nas espécies, sendo menos constantes em gêneros e categorias sistemáticas superiores. A carapaça calcária pode ser lisa ou fortemente ornamentada, mas não apresenta linhas de crescimento decorrente das ecdises que são completas em cada ínstar.

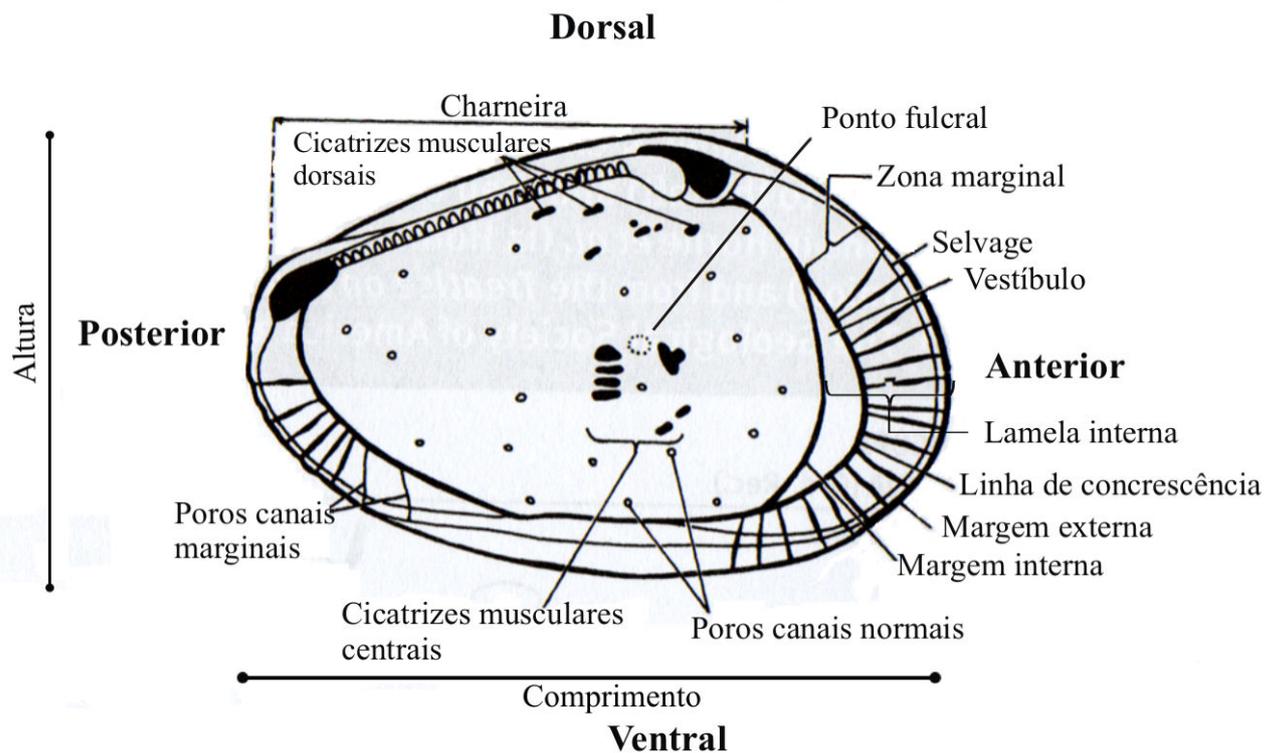


Figura 1. Valva esquerda em vista interna, mostrando os principais elementos estruturais (Modificado de Armstrong & Brasier, 2005).

Seu tamanho é relativamente pequeno, geralmente entre 0,5 e 2 mm no estágio adulto. Algumas formas adultas intersticiais medem apenas 0,2 mm, enquanto algumas espécies de água doce têm 8 mm de comprimento. Exceção é encontrada nos Myodocopida, marinhos e predominantemente pelágicos, como o gênero *Gigantocypris* que alcança 32 mm de comprimento.

3.2 Reprodução e Ontogenia

Os ostracodes podem apresentar populações singâmicas ou partenogênicas (formadas apenas por fêmeas). É observado também o fenômeno de partenogênese geográfica, onde indivíduos se reproduzem por singamia em regiões de águas quentes e por partenogênese em áreas de águas frias. A reprodução pode ocorrer em todas as épocas do ano, variando entre as espécies. O desenvolvimento dos ovos ocorre dentro do corpo da fêmea, sendo que estudos comprovam que em algumas espécies ocorre a retenção dos ovos na fêmea até o desenvolvimento dos primeiros ínstars.

Apresentam crescimento descontínuo (Fig. 2). Durante o desenvolvimento ontogenético passam por oito processos de muda (ecdise), já que o crescimento do tamanho do corpo do animal não é acompanhado pela carapaça, sendo esta substituída por outra maior. O primeiro estágio é denominado de A-7, o segundo de A-6 e assim por diante até o adulto (A). Alguns gêneros apresentam um número menor de estágios juvenis, por exemplo, *Xestoleberis*.

Na maioria das espécies de ostracodes marinhos, a carapaça apresenta dimorfismo sexual de um ou mais elementos estruturais, podendo ser reconhecidas as formas fêmeas e machos nos exemplares fósseis, que apresentam somente a carapaça calcífica preservada.

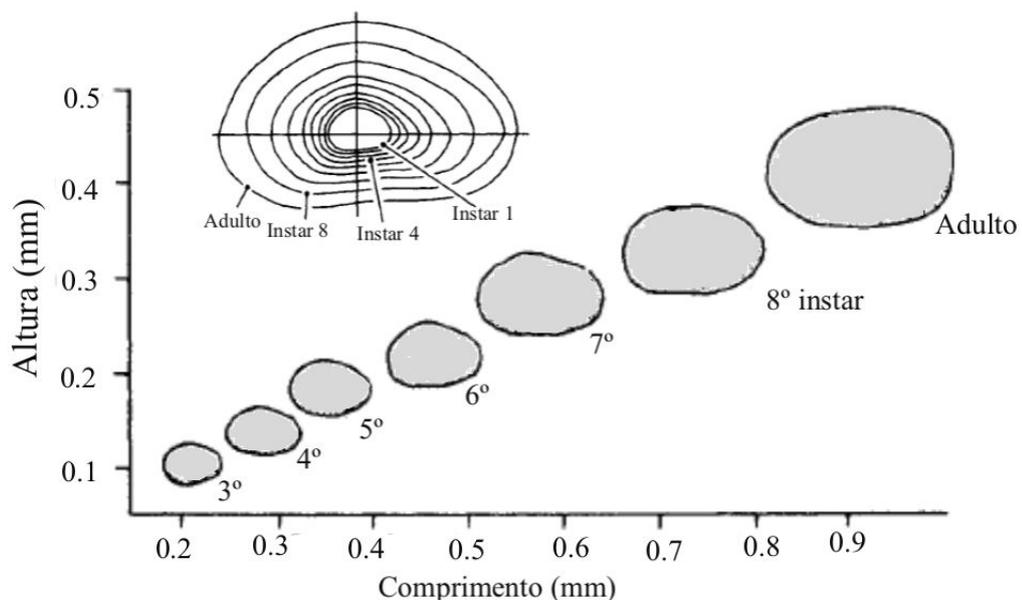


Figura 2. Gráfico mostrando o crescimento descontínuo de um ostracode (Modificado de Armstrong & Brasier, 2005).

3.3 Ecologia

O registro fóssil conhecido indica que os ostracodes se originaram no ambiente marinho e passaram por uma irradiação ecológica invadindo ambientes de água doce ainda no Paleozóico, e atualmente são encontrados nos mais diversos ambientes aquáticos (Fig. 3). Nos oceanos, os ostracodes habitam desde a costa até profundidades abissais. Há registros de ostracodes que vivem como ectoparasitas ou comensais de outros crustáceos, anfíbios ou peixes. A maioria dos ostracodes marinhos é bentônica, exceção dos Myodocopida que são predominantemente planctônicos.

A distribuição dos ostracodes é controlada por fatores físicos, químicos e biológicos sendo que os mais importantes são a salinidade, temperatura, concentração de íon hidrogênio (pH), concentração de oxigênio, profundidade, substrato e suprimento alimentar. Em relação à salinidade, as assembleias podem ser classificadas em dulceaquícolas (<0,5‰), mesohalinas (0,5 - 30‰), marinhas (30 - 40‰) e hipersalinas (>40‰).

A ostracofauna marinha é muito mais diversificada que a dulceaquícola e a mesohalina. A profundidade atua na distribuição dos ostracodes em relação à temperatura, suprimento alimentar e composição do substrato. Com o aumento da profundidade a estabilidade relativa do ambiente cresce, enquanto o nível de energia decresce; como consequência há o decréscimo do tamanho do grão, que forma o substrato, e a diminuição da penetração de luz, que reduz o suprimento alimentar. O limite da distribuição vertical dos ostracodes marinhos é condicionado pela CCD (*Calcite Compensation Depth*).

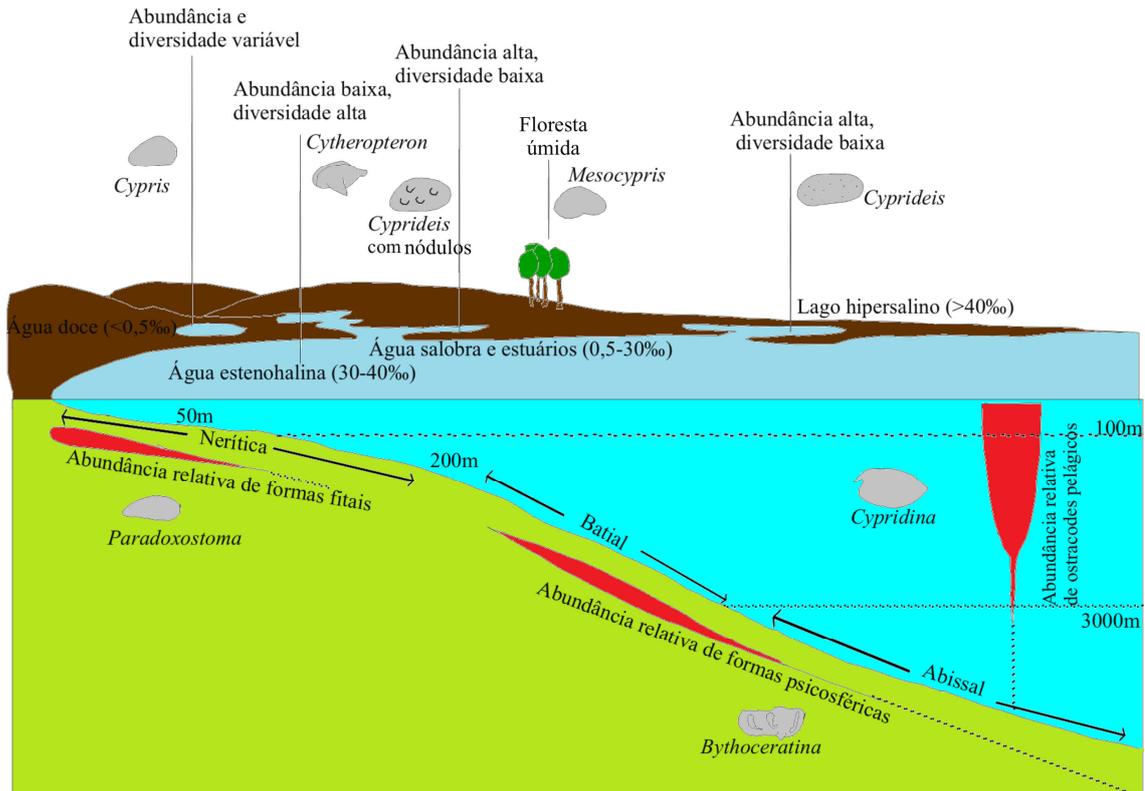


Figura 3. Distribuição ambiental e abundância relativa em cada ambiente (Modificado de Armstrong & Brasier, 2005).

A temperatura da água é provavelmente o principal fator controlador da distribuição geográfica em ostracodes neríticos. O número de espécies marinhas aumenta em direção aos trópicos, e vários gêneros não ocorrem fora do ambiente tropical, assim a maior diversidade na ostracofauna é encontrada em águas mais quentes, embora ocorram também espécies/gêneros restritos às águas frias. Pelo princípio do atualismo pode-se inferir que os fósseis comportavam-se de maneira similar, podendo ser utilizados como indicativos de condições tropicais/frias passadas.

3.4 História Geológica

Os primeiros ostracodes surgiram no Ordoviciano, com o aparecimento das ordens Palaeocopida e Leperditicopida, ambas extintas no Paleozóico. As ordens Podocopida e Platycopida também surgiram no Ordoviciano, a primeira com grande diversidade de gêneros e espécies em todo o pós-Paleozóico. A ordem Punciocopida, cujo único representante atual é a espécie *Manawa staceyi*, surgiu no Devoniano. Os Cypridinida apareceram no Siluriano, e

os Halocypridida no Devoniano. No Paleozóico os ostracodes tiveram seu apogeu entre o Devoniano e o Carbonífero (Fig. 4).

Durante o Carbonífero, os Cypridoidea, que surgiram no Devoniano, invadiram as águas continentais e, na Era Cenozóica, ocuparam também o ambiente terrestre (solos úmidos de florestas tropicais), enquanto o gênero *Elpidium* (Cytheroidea) é encontrado nas águas das axilas de bromélias.

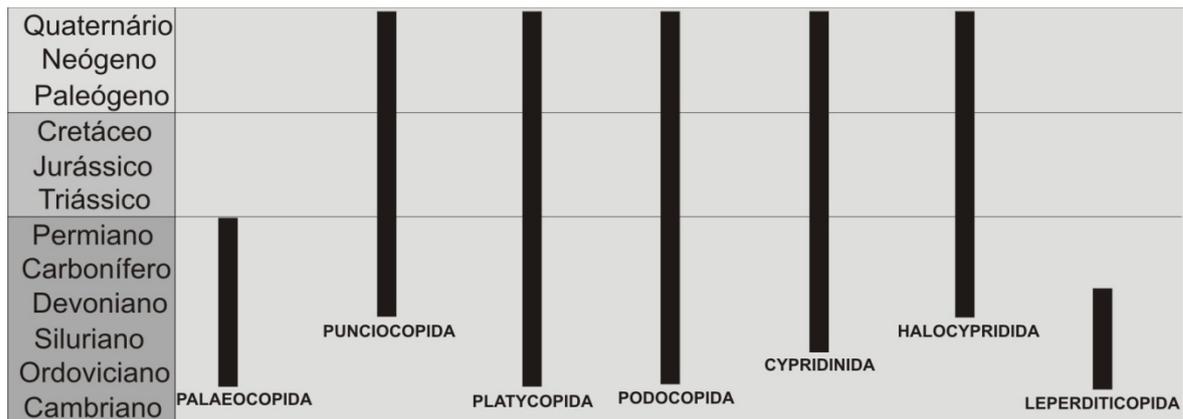


Figura 4. Distribuição estratigráfica dos ostracodes (Retirado de Coimbra & Bergue, *no prelo*).

3.5 Tendências Evolutivas

Apesar do excelente material fóssil, os ostracodes continuam problemáticos com a sua própria posição filogenética e a posição que ocupam na filogenia dos crustáceos. Em parte, isso ocorre devido a relativamente difícil comparação entre formas fósseis (sem partes moles) e viventes (com partes moles). A maioria das informações dos fósseis provém da morfologia da carapaça, as quais são ricas em informações, no entanto apresentam muitas homeomorfias.

Esforços para determinar a filogenia são quase restritos ao estudo das formas modernas (Vannier & Abe, 1992; Oakley & Cunningham, 2002; Horne *et al.* 2005), mas ainda são necessários muitos estudos para estabelecer as relações filogenéticas do grupo Ostracoda e inseri-lo dentro da filogenia de Crustacea (Horne *et al.* 2005).

No entanto, algumas tendências evolutivas ocorridas nos ostracodes desde seu surgimento podem ser facilmente observadas, como a diminuição do tamanho da carapaça, a redução no número de segmentos dos apêndices, o aparecimento dos porocanais normais do

tipo crivado, a modificação do contorno da carapaça, a diversificação na estrutura da charneira e a diminuição no número das impressões musculares adutoras.

3.6 Aplicações na Paleontologia

Os ostracodes têm significativo potencial de aplicação na bioestratigrafia devido à curta amplitude temporal de algumas espécies. Entretanto, por serem organismos bentônicos, seu valor bioestratigráfico é diminuído por serem dependentes de fácies.

Um excelente exemplo de aplicação bioestratigráfica é a Bacia do Recôncavo, primeira região petrolífera explorada no Brasil (Coimbra *et al.*, 2002). Trata-se de um paleolago do Eocretáceo com uma abundante e diversificada fauna de ostracodes com alta taxa evolutiva e ampla distribuição regional.

Os ostracodes são largamente utilizados como indicadores paleoambientais. Os estudos paleoecológicos baseados nestes organismos apoiam-se em métodos como a comparação atualística, morfologia adaptativa da carapaça e estrutura populacional. A maioria dos gêneros cenozóicos, e mesmo alguns cretáceos, possuem espécies viventes, o que torna as correlações mais fáceis. Eles têm também sido bons biomarcadores de eventos paleoclimáticos e paleoceanográficos, proporcionando informações sobre as variações do nível do mar, temperatura e salinidade da água através da análise geoquímica das carapaças e da composição faunística.

4 OSTRACODES EM ESTUDOS PALEOCEANOGRÁFICOS

Os estudos com ostracodes de águas profundas têm mostrado mudanças significativas na fauna em escala global desde 65 Ma (início da Era Cenozóica). Através do *turnover* faunístico podem ser observados os seguintes eventos: no final do Eoceno Médio (cerca de 40 Ma), que corresponde à formação da psicofera; há 6 Ma, a crise do Messiniano e o fechamento do Tethys; e o fechamento do Istmo do Panamá há 3,5 Ma (Benson, 1975b; Benson *et al.*, 1984,1985; Cronin, 1988; Cronin & Schmidt, 1988).

Yasuhara *et al.* (2008b), analisando amostras dos últimos 20.000 anos do noroeste do Oceano Atlântico, mostraram que a comunidade de ostracodes diminuiu durante os eventos climáticos Heirinch 1, Período frio Inter-Allerød, *Younger Dryas* (YD) e os eventos ligados ao Holoceno coincidentes com as abruptas mudanças na circulação do oceano profundo. Concluíram que o ecossistema de águas profundas é altamente sensível a distúrbios no habitat dirigidos por mudanças climáticas. Cronin & Raymo (1997) mostraram que a mudança no clima em escala orbital, com periodicidade de 41.000 anos (obliquidade), foi a que teve maior impacto na ostracofauna do Oceano Atlântico Norte.

Estudos sobre a diversidade durante os períodos glacial-interglacial têm demonstrado que no interglacial a diversidade é alta, enquanto no intervalo glacial é baixa. Cronin & Raymo (1997) encontraram valores de diversidade $H(S)$ para o interglacial entre 1,2-1,5 nats.ind^{-1} e para o glacial 0,2-0,5 nats.ind^{-1} . Cronin *et al.* (1999) verificam que a diversidade oscila de $H(S) = 0,14 \text{ nats.ind}^{-1}$ nos períodos glaciais (EIM 6, 5d, 5b, 4 e 2) para $H(S) = 1,1 \text{ nats.ind}^{-1}$ nos interglaciais (EIM 7, 5e, 5c, 5a, 3 e 1).

Yasuhara & Cronin (2008), estudando a ocorrência de ostracodes nos oceanos Atlântico Norte e Ártico nos últimos 3 Ma, também concluem que no período glacial há uma baixa diversidade de espécies como consequência da alta produtividade e baixa temperatura. Por outro lado, enquanto a maioria dos trabalhos aponta para uma diversidade menor para o glacial, Didié *et al.* (2002) encontraram uma alta diversidade $H(S) = 2,5 \text{ nats.ind}^{-1}$ para o período glacial, e uma baixa diversidade $H(S) = 1,0 \text{ nats.ind}^{-1}$ para o interglacial.

As assembleias de ostracodes variam de acordo com os gradientes latitudinais e verticais relacionados com as massas d'água. Para relacionar os ostracodes de águas profundas com as distintas massas d'água, Dingle & Lord (1999) fizeram um levantamento de 61 gêneros registrados em profundidades maiores que 1.000 m em seis localidades do Oceano

Atlântico. Eles identificaram cinco associações entre fauna e massas d'água: *Henryhowella* na AIA (Água Intermediária Antártica) inferior; *Krithe* na APAN (Água Profunda do Atlântico Norte) superior; complexo *Poseidonamicus-Bosquetina mucronalatum* na porção superior da APAN inferior; *Dutoitella* na porção inferior da APAN inferior; *Legitimocythere* na AFA (Água de Fundo Antártica).

A variação faunística dos ostracodes nos períodos interglacial e glacial também vêm sendo investigada. Cronin *et al.* (1999) estudando a composição das assembleias no Quaternário, concluíram que *Krithe* é o gênero dominante nos intervalos glaciais, *Argilloecia-Cytheropteron* caracterizam o deglacial e os traquileberídídeos (*Poseidonamicus*, *Echinocythereis*, *Henryhowella*, *Oxycythereis*) são mais abundantes no interglacial.

Bassetti *et al.* (2010), determinando a relação entre as mudanças climáticas e a diversidade/abundância de ostracodes, verificaram que durante os eventos Heirinch, há predomínio do grupo *Henryhowella*, *Echinocythereis* e *Krithe*, resultado do aumento da oxigenação e de nutrientes das águas profundas. O aumento da abundância de *Krithe* em dois eventos de resfriamento comprova que este gênero responde rapidamente às mudanças abruptas das condições físico-químicas das águas de fundo (Fig. 5).

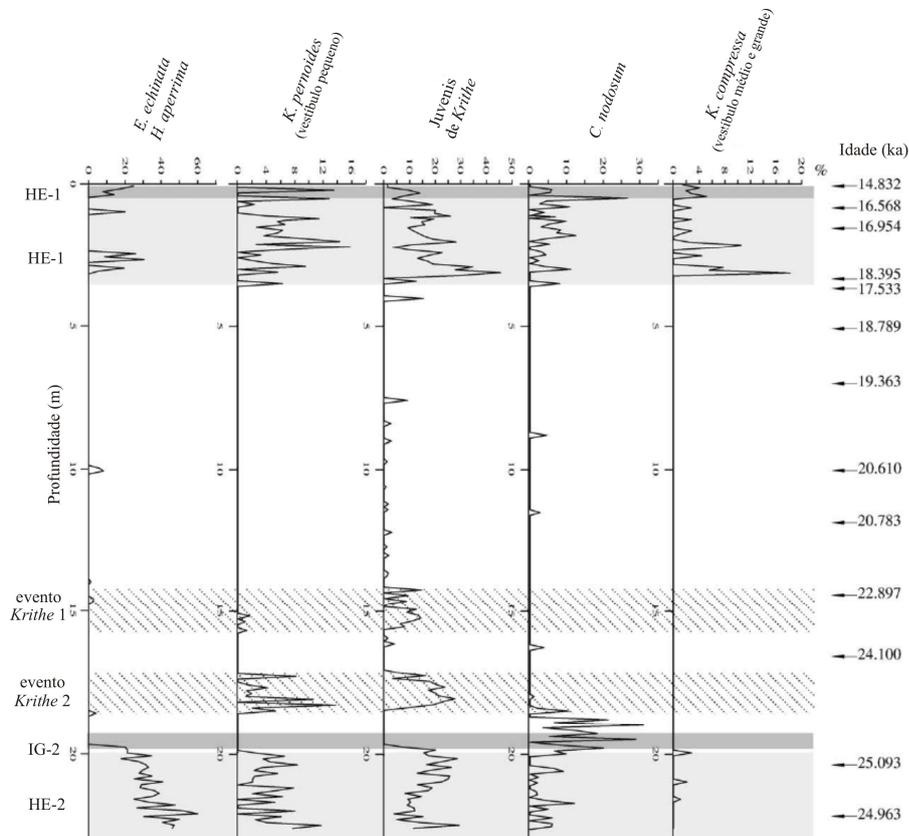


Figura 5. Distribuição de *Henryhowella-Echinocythereis* e *Krithe* nos intervalos frios e quentes (Modificado de Bassetti *et al.*, 2010).

No Brasil, Bergue *et al.* (2006) estudaram três testemunhos da Bacia de Santos constatando uma abundância de espécies no Holoceno com dominância de *Bradleya*, *Ambocythere* e *Apatihowella (A.) melobesiodes*, e para o Pleistoceno (UMG) a dominância de *Krithe*. A composição faunística do Quaternário da Bacia de Santos consta de 73 espécies, sendo nove espécies novas descritas por Bergue & Coimbra (2008b).

Nicolaidis (2008), estudando um testemunho da Bacia de Campos, verificou que a alta diversidade de ostracodes corresponde a intervalos quentes (zonas de foraminíferos X3 e Z), enquanto para as zonas W e Y, correspondentes aos intervalos frios, a diversidade é baixa. O autor registrou um total de 46 espécies autóctones.

O grupo *Henryhowella-Echinocythereis* e o gênero *Krithe* têm sido utilizados em trabalhos com o objetivo de caracterizar a oxigenação do fundo oceânico (Cronin *et al.*, 1994; Majoran & Agrenius, 1995; Didié & Bauch, 2000; Didié *et al.*, 2002). *Krithe* é mais tolerante à baixa oxigenação e *Henryhowella-Echinocythereis* são mais sensíveis às mudanças da dissolução do oxigênio e ao influxo de sedimentos, preferindo ambientes mais oxigenados.

Os cytherelídeos também parecem ter grande aplicabilidade para caracterizar o nível de oxigenação das águas oceânicas. Cronin (1983), estudando um transecto entre o Estreito da Florida e o Platô Blake no Atlântico Nordeste, encontrou uma alta abundância de *Cytherella* na Zona de Mínimo de Oxigênio (ZMO). Dingle *et al.* (1989) também constataram uma dominância de *Cytherella* e *Krithe* no Sudoeste da África, na ZMO. Estudos posteriores demonstram que há uma relação entre as espécies de *Cytherella* e a ZMO em ambientes quaternários (Dingle *et al.*, 1990; Bergue *et al.*, 2007; Brandão & Horne, 2009).

Whatley (1995) destaca que variações no nível do mar podem deslocar a ZMO (Fig. 6) entre diferentes intervalos batimétricos; assim, a utilização de espécies-chave pode rastrear a migração desta zona ao longo das margens oceânicas.

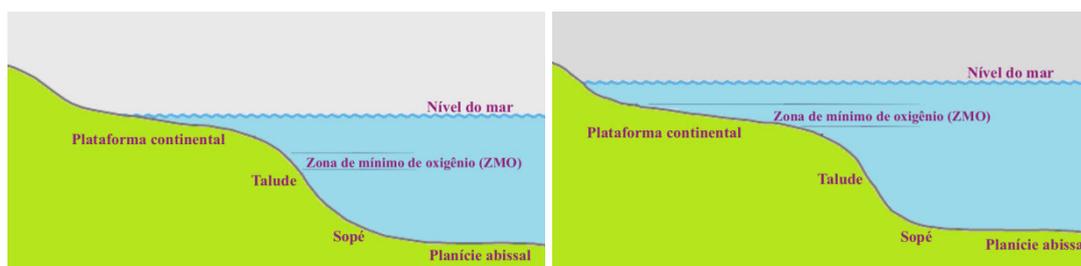


Figura 6. Migração da ZMO durante os eventos regressivos e transgressivos do nível do mar (Modificado de Bergue, 2006).

Com o aumento da profundidade, as águas oceânicas tornam-se gradativamente mais pobres em carbonatos, promovendo a dissolução das carapaças dos ostracodes. Na lisóclina a taxa de dissolução aumenta intensamente, e abaixo dela a precipitação do carbonato biológico é inviável, sendo conhecida como a zona de *Calcite Compensation Depth* (CCD). De acordo com Cronin & Dwyer (2003) isto pode provocar um viés na composição faunística, devido à preservação preferencial das espécies resistentes à dissolução. Yasuhara *et al.* (2008a), analisando a ostracofauna dos oceanos Atlântico Sudeste e Equatorial, em profundidades próximas à CCD, registraram uma fauna bem preservada nos primeiros centímetros dos testemunhos; mais abaixo a abundância diminuiu e os espécimes estavam corroídos pela dissolução.

Segundo Swanson (1995), as ornamentações nas carapaças de ostracodes constituiriam um sistema de proteção contra a dissolução (Fig. 7). Os detritos carbonáticos (fitoplâncton) ficariam aprisionados nas ornamentações e aumentariam a zona de insaturação possibilitando a ocupação de áreas próximas à CCD.

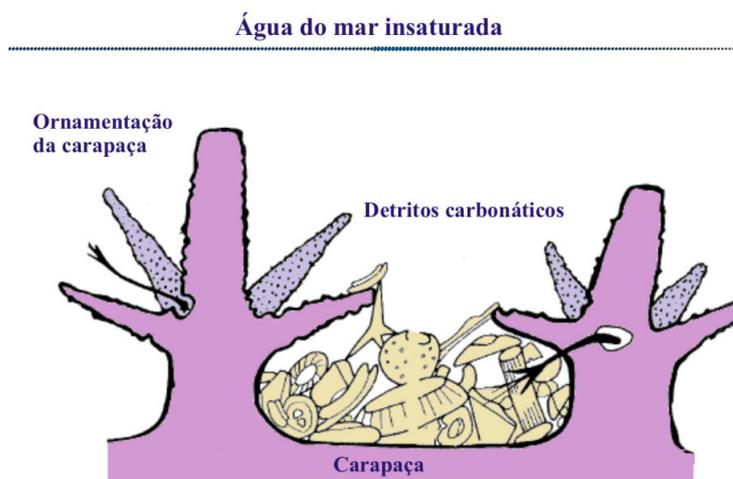


Figura 7. Esquema mostrando a adaptação dos ostracodes para habitar a CCD (Modificado de Swanson, 1995).

A fauna de águas profundas difere taxonomicamente dos ostracodes de plataformas continentais devido às diferenças físico-químicas do ambiente. A distribuição da ostracofauna de águas profundas ainda é muito controversa. Alguns autores (Whatley & Ayres, 1988; Dingle & Lord, 1990; Van Harten, 1999) defendem que os ostracodes de águas profundas são mais cosmopolitas, já que nestes ambientes as barreiras para migrações são muito reduzidas, enquanto que para outros (Hartmann & Hartmann-Schröder, 1988; Schornikov, 2005; Jellinek *et al.* 2006) o cosmopolitismo é influenciado pelos taxonomistas, sendo a diversidade específica subestimada pelo uso excessivo de sinónimas.

5 TRABALHOS PRÉVIOS NA BACIA DE CAMPOS

A Bacia de Campos tem sido tema para vários estudos devido a sua importância econômica para o Brasil (produção de petróleo brasileiro); sendo assim, a maioria dos trabalhos pertence à geologia do petróleo e à micropaleontologia do Cretáceo. Como esta dissertação aborda o Quaternário, serão discutidos apenas os trabalhos correspondentes a este período.

Azevedo *et al.* (1997) compararam a consistência entre os resultados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ medidos em carapaças de foraminíferos com aqueles obtidos em amostras de rocha total, concluindo que as assinaturas isotópicas medidas em ambos os tipos de amostras são equivalentes. O estudo permitiu interpretar a evolução da Bacia de Campos nos últimos 40 Ka, através da análise da variação na temperatura das águas oceânicas, da produtividade e da preservação da matéria orgânica.

Vicalvi (1997) estudou a variação climática pós-pleiocênica provenientes do talude da Bacia de Campos, em 1.332 amostras. Os percentuais das espécies de foraminíferos indicadoras de águas frias e quentes foram colocados em perfil gerando curvas paleoclimáticas, sendo com isso possível identificar diversos intervalos glaciais e interglaciais e obter a datação relativa dos principais eventos climáticos.

Analisando testemunhos coletados nas bacias de Campos e Santos, Barbosa (2002) avaliou a frequência e o padrão de distribuição das espécies de foraminíferos bentônicos, correlacionando esses resultados com as análises isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, o que lhe permitiu propor uma reconstituição paleoceanográfica para a área.

Sousa *et al.* (2006) estudaram assembleias de foraminíferos bentônicos (vivos e mortos) de 41 amostras de superfície. Os resultados mostram que a distribuição dos foraminíferos é determinada por dois fatores ambientes (suprimento alimentar e energia do meio) controlados pela AIA e APAN.

Sanjinés *et al.* (2007) analisaram amostras de três testemunhos do talude continental da Bacia de Campos. A partir dos dados obtidos foi elaborada uma carta bioestratigráfica contendo 13 biozonas (de W a Z). A análise faunística permitiu reconhecer três tratos de sistemas com duração estimadas entre 99 Ka e 66 Ka.

Os nanofósseis calcários foram utilizados por Tokutake & Toledo (2007) para estudos de bioestratigrafia e estratigrafia de isótopos (O e C) da porção norte da Bacia de Campos. Os

resultados mostraram que a base do bio-evento de acme de *Emiliana huxley* foi estabelecido em 73 Ka, *i.e.*, 12 Ka antes do que era inicialmente esperado.

A utilização de ostracodes para marcar eventos paleoceanográficos locais nesta bacia foi realizado por Nicolaidis (2008), que analisou 10 amostras provenientes do testemunho G-77 (o mesmo utilizado para esta dissertação), abrangendo o período aproximado de 165 Ka ao Recente.

6 CONTEXTO PALEOCEANOGRÁFICO

6.1 Caracterização dos Oceanos

6.1.1 Generalidades

A morfologia e fisiografia do fundo oceânico atual é resultado da evolução tectônica global atuante desde a fragmentação do Supercontinente Pangea modelados por processos geológicos tais como erosão, sedimentação e circulação (Baptista Neto & Silva, 2004; Bergue, 2006). Um oceano se forma pela expansão do assoalho oceânico; o fundo oceânico se afasta lateralmente em sentidos opostos dando origem a uma nova crosta oceânica a partir de material proveniente do manto (Mello *et al.*, 2004; Baptista Neto & Silva, 2004; Bergue, 2006).

Em relação à fisiografia básica os oceanos atuais estão subdivididos em: (a) Margem Continental com três províncias fisiográficas: Plataforma Continental, Talude e Sopé Continental; (b) Bacia Oceânica, onde ocorre a Planície Abissal, *i.e.*, a feição mais plana com gradiente menor que 1:1000; (c) Cordilheira Mesoceânica, que apresenta relevo irregular com cristas e flancos (Baptista Neto & Silva, 2004).

6.1.2 Circulação Oceânica

A circulação oceânica global possui duas componentes, a superficial, controlada pelo vento e pela Força de Coriolis, e a termohalina, controlada pelas diferenças de densidade da água, sendo que ambas são controladas pela energia solar. Somente 30% da radiação solar são refletidas pelas nuvens e partículas de poeira; cerca de 70% da radiação solar penetra na atmosfera. No entanto, a radiação que chega à superfície da Terra, chamada de insolação, não é totalmente absorvida sendo refletida pela superfície – albedo da superfície. O albedo do gelo

é responsável por refletir mais de 90% da radiação solar incidente (Bigg, 2003; Seawater, 2004).

A quantidade de calor recebida na superfície depende da latitude, devido à obliquidade da rotação da Terra ao redor do sol. A insolação em altas latitudes é menor do que a recebida em baixas latitudes, isso porque os raios solares que chegam à alta latitude atingem a superfície obliquamente, e se espalham por grandes extensões, tendo também que atravessar uma camada mais espessa da atmosfera (Patchineelam, 2004; Seawater, 2004; Aken, 2007; Huang, 2010).

A temperatura superficial dos oceanos depende da insolação e determina a quantidade de calor devolvido para a atmosfera; quanto mais quente a superfície mais calor é irradiado. A água do mar também perde calor por condução e convecção, e pelos efeitos da evaporação. Em baixas latitudes, a quantidade de calor perdido por condução ou convecção é maior que a quantidade de calor perdido por evaporação, ocorrendo o inverso nas altas latitudes (Ocean..., 2004; Seawater, 2004).

A temperatura e salinidade são duas importantes propriedades da água do mar, por apresentarem parâmetros conservativos que se alteram somente com a mistura de massas de águas com diferentes características, e juntos controlam a densidade que é a principal causa do movimento vertical da água nos oceanos. A densidade da água oceânica aumenta com a profundidade (Ocean..., 2004; Patchineelam, 2004; Seawater, 2004; Huang, 2010).

6.1.3 Estratificação Térmica dos Oceanos

Em baixas latitudes, as águas oceânicas apresentam-se estratificadas (Fig. 8), o calor absorvido na superfície do mar é transferido para a camada abaixo através da mistura das águas pelos ventos e marés, estabelecendo a camada de mistura. Até 200 m as águas são quentes e a temperatura e salinidade quase constantes. Entre 200 e 1.000 m, onde o gradiente de temperatura vertical diminui bruscamente, a camada é chamada de termoclina.

Abaixo de 1.000 m encontra-se a camada profunda onde não há variação sazonal e a temperatura é constante variando entre 0 e 3°C. Em latitudes médias ocorre, além da termoclina permanente, a sazonal (no verão). Nas altas latitudes não existe termoclina permanente, a camada superficial é de águas frias (Fig. 9) (Seawater, 2004; Aken, 2007; Stewart, 2006).

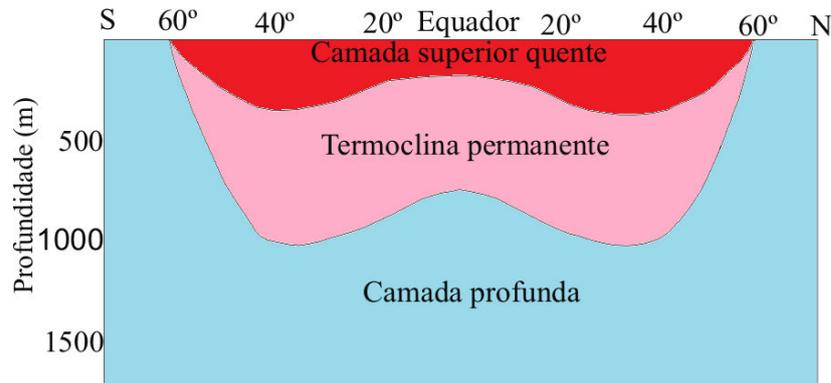


Figura 8. Esquema da estratificação da coluna de água nos oceanos em relação à latitude (Modificado de Seawater, 2004).

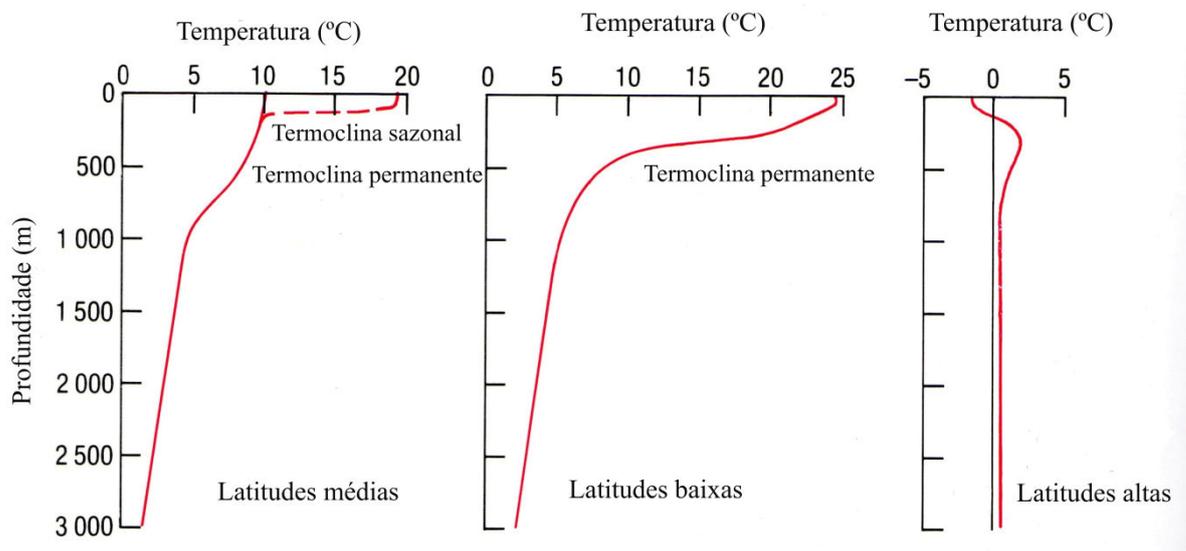


Figura 9. Localização da termoclina em relação à temperatura e profundidade da água oceânica nas diferentes latitudes (Modificado de Seawater, 2004).

6.1.4 Circulação Superficial

A circulação é controlada pela ação dos ventos; seu movimento inicial é tanto horizontal (principal) quanto vertical, sendo importante no transporte de calor das zonas equatorial e tropical para os polos. A fricção dos ventos na superfície do oceano e a Força de Coriolis geram movimentos giratórios nas águas superficiais, em sentido horário no Hemisfério Norte e anti-horário no Hemisfério Sul (Ocean..., 2004; Patchineelam, 2004; Seawater, 2004; Huang, 2010).

Ao soprar na superfície do oceano, os ventos transferem energia para as camadas de águas superficiais, sendo que parte desta energia é utilizada para gerar as correntes oceânicas superficiais. A Força de Coriolis faz com que a corrente superficial se mova em um ângulo de 45° à direita da direção do vento, no Hemisfério Norte, e a esquerda, no Hemisfério Sul, sendo nula no Equador e máxima nos polos. Esta energia é transferida para a coluna de água, com cada camada sucessivamente se movendo a uma velocidade menor e sendo cada vez mais defletida (direita ou esquerda) em relação à camada superior até cessar, na profundidade média de 100 m. Consequentemente, o transporte de Ekman será em ângulo de 90° à direita/esquerda da direção do vento (Ocean..., 2004; Patchineelam, 2004; Seawater, 2004; Huang, 2010).

Os ventos se movem das regiões de alta pressão para as de baixa pressão atmosférica, influenciados pela capacidade térmica das massas continentais e oceanos; o ar menos denso e mais quente se eleva enquanto o mais frio e denso desce em direção à terra (Fig. 10). Nas baixas latitudes (Equador até 30°), a circulação atmosférica é dominada pelas células de Hadley, o ar quente sobe no Equador e desce próximo aos Trópicos de Câncer e Capricórnio, originando os ventos alísios gerados pelo gradiente de pressão. A região onde os sistemas de ventos dos dois hemisférios se encontram é chamada de Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e está associada com a máxima temperatura na superfície do mar, grande umidade na atmosfera e alta taxa de precipitação. Nessa região os ventos são raros (Ocean..., 2004; Patchineelam, 2004; Seawater, 2004; Huang, 2010).

Em médias latitudes (30 à 60°), o sistema de ventos é constituído por ciclones e anticiclones. Os ciclones predominam nos centros de baixa pressão, soprando em sentido horário no Hemisfério Sul e anti-horário no Hemisfério Norte. Os anticiclones se formam nos centros de alta pressão, movendo-se em sentido horário no Hemisfério Norte e anti-horário no Hemisfério Sul. Nas altas latitudes (acima de 60°), a pressão atmosférica é alta, fazendo com que o ar desça originando os ventos polares. Nestas regiões a precipitação é muito baixa. Esses padrões são alterados pela morfologia do fundo oceânico (em águas rasas), pelo movimento da rotação da Terra, pela absorção diferencial da radiação solar e pelas massas continentais (Ocean..., 2004; Patchineelam, 2004; Seawater, 2004; Huang, 2010).

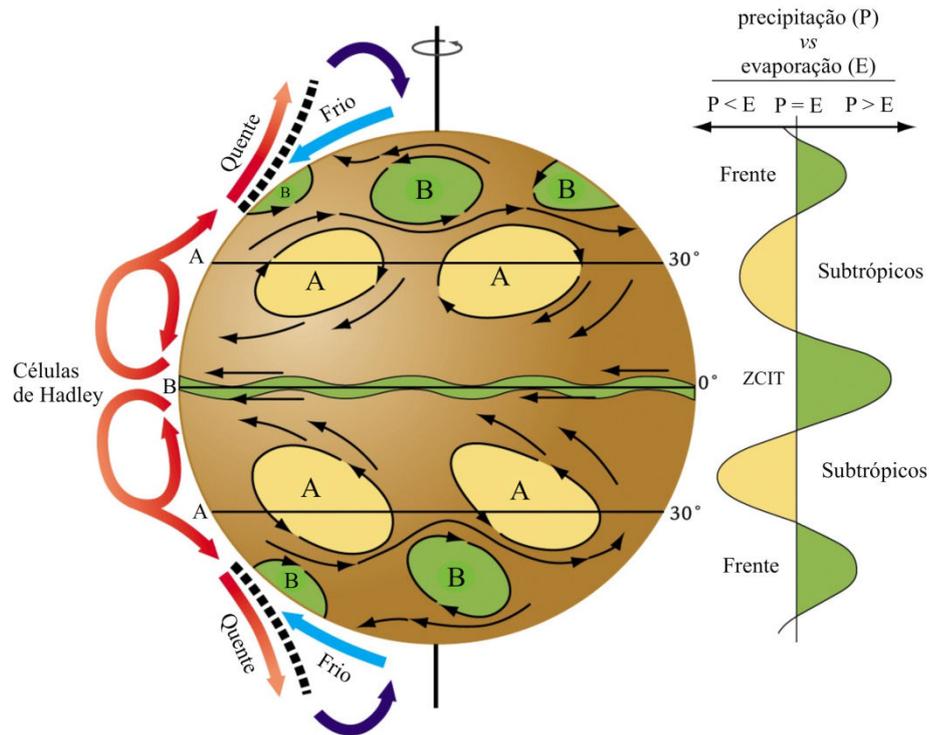


Figura 10. Esquema da movimentação dos ventos em relação às regiões de baixa e alta pressão atmosférica (Modificado de Ruddiman, 2005).

O movimento vertical é ocasionado pelo atrito do vento anticiclônico no mar aberto, gerando movimento convergente na água superficial. Como resultado, as águas superficiais descem (*downwelling*), enquanto o atrito do vento ciclônico gera um movimento divergente das águas superficiais, provocando a subida das águas profundas (*upwelling*) (Patchineelam, 2004).

6.1.5 Circulação Termohalina

A circulação termohalina é controlada pela variação de temperatura (termo) e salinidade (halina). Quanto menor for a temperatura e maior a salinidade da massa de água, maior será sua densidade. Nos oceanos, a temperatura é maior na superfície e decai com o aumento da profundidade. As massas de água densa e fria afundam e se espalham pelo oceano (Ocean..., 2004; Patchineelam, 2004; Seawater, 2004; Rahmstorf, 2006; Huang, 2010).

As elevadas salinidade e densidade das águas superficiais nas altas latitudes devido à intensa evaporação e ao resfriamento da água pelas massas de ar frio provocam o

afundamento destas dando início à circulação termohalina (Fig. 11) (Siedler *et al.*, 2001; Ocean..., 2004; Patchineelam, 2004; Seawater, 2004; Ivanova, 2009; Huang, 2010).

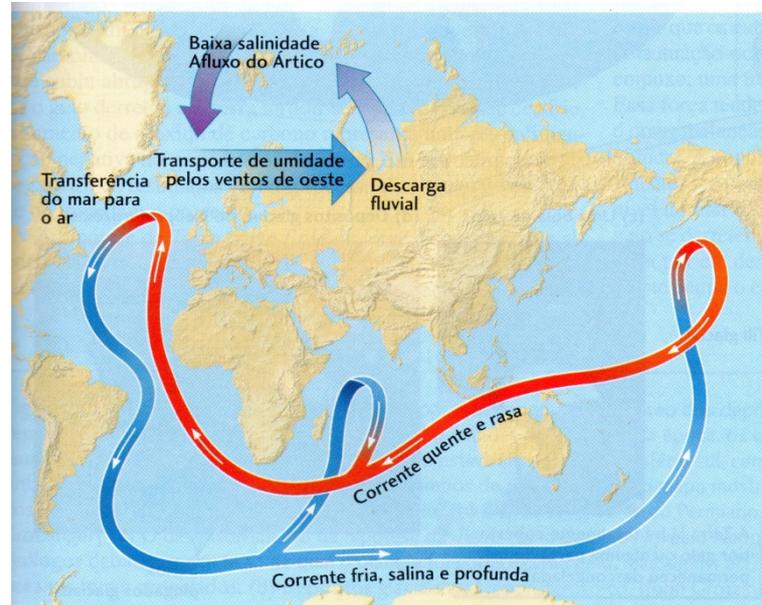


Figura 11. Circulação termohalina (Retirado de Whitman, 2006).

Há poucos locais onde estas massas de água são formadas: mares da Noruega, Labrador, Mediterrâneo e Weddel, no Oceano Atlântico (Bigg, 2003; Patchineelam, 2004), e no Mar Ross, no Oceano Pacífico (Rahmstorf, 2002; Rahmstorf, 2006). Sendo que na Antártica são formadas pelo congelamento da água, enquanto que no Atlântico Norte por evaporação. Nestas localidades (Fig. 12), por estarem em altas latitudes, a coluna de água tem estabilidade gravitacional neutra, o que possibilita os movimentos verticais de massas de água (Bigg, 2003; Patchineelam, 2004; Rahmstorf, 2006).

A AFA flui em direção ao Hemisfério Norte, enquanto a APAN, produzida no Atlântico Norte, se dirige para sul ao longo do continente americano. Ao ganhar calor, as massas de água ressurgem na superfície retornando o caminho de sua origem, dando continuidade ao ciclo, que no período interglacial é de cerca de 1.000 anos (Broecker, 1991; Seawater, 2004; Rahmstorf, 2006).

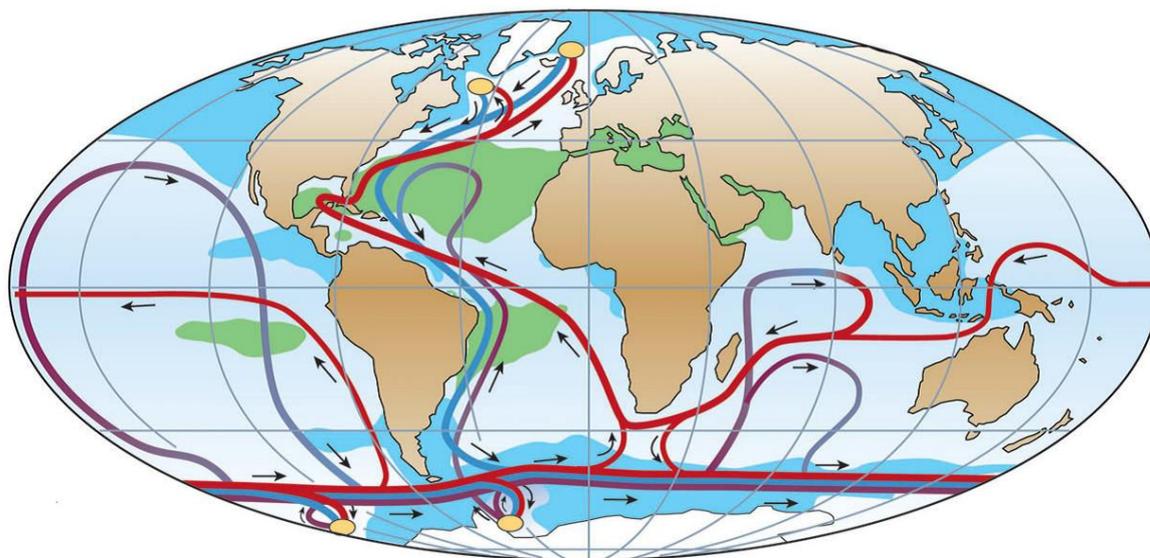


Figura 12. Locais de formação das massas de águas profundas (elipses amarelas). Em azul as águas frias e em vermelho as águas quentes. Setas indicam a direção do fluxo da corrente (Retirado de Rahmstorf, 2006).

6.1.6 Circulação do Oceano Atlântico no Cenozóico

As aberturas das passagens de Drake e Tasmânia alteraram significativamente a circulação oceânica; antes da Circulação Circumpolar Antártica (CCA), a cobertura de gelo no extremo sul do planeta era controlada pelo aumento da insolação do continente, conseqüentemente, as águas profundas eram mais quentes (Ivanova, 2009). A abertura da passagem de Drake² parece ter iniciado no Eoceno Inferior e concluída há 22 Ma (Eagles *et al.*, 2006). Assim, a circulação termohalina substituiu a “circulação halina” (Ivanova, 2009).

As águas do Oceano Índico fluíam para o Oceano Pacífico pelo Tethys e pela passagem existente antes da formação da América Central (Allen & Armstrong, 2008). A partir do Oligoceno as águas entre os Oceanos Atlântico e Pacífico se misturam pela passagem de Drake. A circulação no Oligoceno, com as principais células de convecção e a formação da AFA no Atlântico Sul, evoluiu gradualmente para a moderna formação de águas profundas (Scher & Martin, 2008).

A formação da APAN iniciou-se no Eoceno Superior, há cerca de 35 Ma (Via & Thomas, 2006; Allen & Armstrong, 2008), e a entrada da APAN no Tethys Oeste ocorreu na transição Eoceno/Oligoceno (Barbieri *et al.*, 2003). Allen & Armstrong (2008) concluíram

² Será abordada mais detalhadamente na seção seguinte.

que esse fenômeno ocorreu juntamente com o fechamento do Tethys (35 Ma), no entanto, Adams *et al.* (1983) afirmam que a troca circum-equatorial cessou somente no Mioceno Médio, quando o Tethys Leste fechou formando o Mar Mediterrâneo.

No Oligoceno/Mioceno Inferior, quando a conexão entre o Oceano Índico e o Tethys Noroeste ainda existia onde hoje concentram-se o Mar Vermelho e o Golfo da Pérsia, as águas quentes e salinas do Tethys serviam de fonte para as águas profundas que fluíam para sul até ressurgirem na Antártica (Ivanova, 2009). De acordo com Allen & Armstrong (2008), as principais fontes de águas profundas atuais já existiam no Oligoceno Inferior; seriam as protos-APAN e AFA. A evidência geológica para a mudança na circulação no Mioceno Médio (17-16 Ma) é a acumulação de sílica proveniente do Atlântico e depositada no Pacífico, a qual cessou em 12-11 Ma (Haug & Tiedemann, 1998).

Contudo, a formação das águas profundas no Atlântico Norte era esparsa e instável. Somente com a estabilidade da conexão entre Groenlândia e Noruega é que a APAN pôde ser formada verdadeiramente, favorecendo o resfriamento global ocorrido no Mioceno Superior (Haug & Tiedemann, 1998; Ivanova, 2009).

Outro evento que alterou a circulação oceânica foi o levantamento do Istmo do Panamá, que resultou no fechamento da passagem da América Central entre 8,3 e 3,5 Ma (Haug & Tiedemann, 1998; Jain & Collins, 2007). As águas profundas do Atlântico fluíam para o Pacífico (a passagem excedia os 1.000 m de profundidade) e as assembleias de zooplâncton, assim como as características físicas (salinidade, O₂, etc.) das águas, eram similares (Ivanova *et al.*, 1986; Haug *et al.*, 1999).

O fechamento do Istmo do Panamá amplificou a formação das águas profundas no Mar Labrador e intensificou o fluxo da APAN para o Atlântico Sul e a transferência de calor para o Atlântico Norte (Haug & Tiedemann, 1998). Com a abertura do Estreito de Gibraltar, depois da crise do Messiniano (Mioceno Superior), o influxo das águas do Mediterrâneo intensificou ainda mais o transporte de calor (Haug *et al.*, 1987). A reorganização da circulação oceânica contribuiu para o aquecimento ocorrido no Plioceno Inferior (Haug & Tiedemann, 1998).

Estes eventos foram significativos para a configuração da circulação oceânica estabelecida no Quaternário – atual circulação.

6.2 O Clima no Cenozóico

6.2.1 Forças Orbitais

O clima da Terra tem mudado continuamente nos últimos milhões de anos, do extremo calor sem gelo nos polos ao extremo frio com terras continentais cobertas por gelo, sendo influenciado pela geometria orbital da Terra e tectônica de placas (Zachos *et al.*, 2001). A teoria de Milankovitch propõe que os intervalos glaciais são ativados pela mínima insolação no Hemisfério Norte durante o verão, permitindo que a cobertura de gelo persista o ano todo. As oscilações orbitais periódicas e quase-periódicas seriam as responsáveis pela sucessão de intervalos glaciais e interglaciais. A excentricidade da órbita, a obliquidade do eixo de rotação e a precessão dos equinócios, juntas afetam a distribuição e a quantidade da incidência da energia solar recebida na Terra; quando a redução de energia chega ao máximo, começa a glaciação (Zachos *et al.*, 2001; Bigg, 2003; Jansen *et al.*, 2007).

A excentricidade é uma medida do desvio em relação à forma circular que a órbita elíptica apresenta ao redor do sol, variando de quase circular a elíptica e apresentando ciclos de 400.000 anos (variação da excentricidade $\pm 0,012$) e de 100.000 (variação de $-0,03$ a $+0,02$). A obliquidade é o ângulo entre o eixo de rotação e a linha perpendicular ao plano orbital, levando aproximadamente 41.000 anos para alternar de $22,1^\circ$ a $24,5^\circ$. Quando a órbita está com ângulos maiores há um aumento no contraste das estações, mais efetivo nas altas latitudes. A precessão é a oscilação do eixo de rotação com períodos de 23.000 anos. Pode-se imaginar este movimento por analogia ao balanço do topo de um pião quando rodopia (Fig. 13) (Jansen *et al.*, 2007).

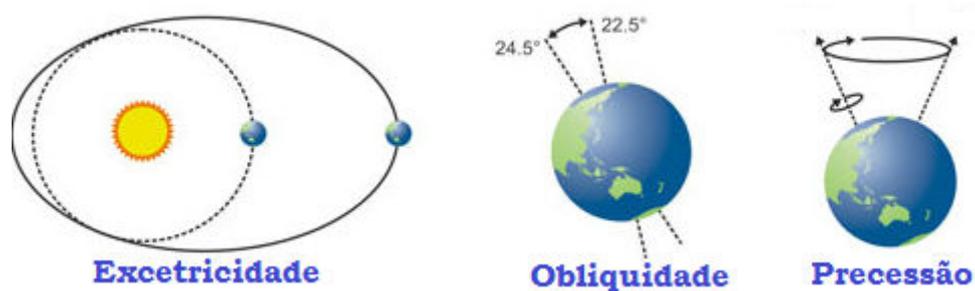


Figura 13. As forças orbitais. Excentricidade: mudança na forma da órbita da Terra. Obliquidade: mudança na inclinação do eixo de rotação da Terra. Precessão: variação no eixo de rotação da Terra (Modificado de Shemesh *et al.*, 2002).

Sendo assim, a excentricidade afeta o clima por modular a amplitude da precessão e por influenciar o total anual/estacional da energia solar, enquanto a obliquidade muda a distribuição latitudinal da insolação. Durante a excentricidade baixa, as mudanças na insolação estacional, moduladas pela precessão, são menos intensas que durante os períodos de alta excentricidade (Jansen *et al.*, 2007; Zachos *et al.*, 2001).

6.2.2 Variação Climática no Cenozóico

O resfriamento da Era Cenozóica (Fig. 14) iniciou com o rifte do Atlântico Norte (Zachos *et al.*, 2001) e a colisão das placas Indiana e Asiática há 55 Ma, o que provocou o soerguimento do Platô Tibetano no Mioceno Inferior há 20 Ma. O levantamento do Platô Tibetano resultou na formação e intensificação das monções na Ásia; as chuvas de monções sequestram o carbono da atmosfera tornando o clima mais frio (Ruddiman, 1998; Zachos *et al.*, 2001).

A abertura das passagens da Tasmânia (entre Austrália e Antártica) durante a transição Eoceno-Oligoceno (~34 – 33 Ma) (Stickley *et al.*, 2004; Zachos *et al.*, 2001) e a de Drake (entre América do Sul e Antártica) com dubiedade do início da separação que varia de 49 Ma (Diester-Haass & Zahn, 1996; Zachos *et al.*, 2001; Livermore *et al.*, 2005; Scher & Martins, 2006) a 17 Ma (Barker & Burrell, 1977; Barker, 2001; Barker & Thomas, 2004; Coimbra *et al.*, 2009), possibilitou o desenvolvimento da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), um dos principais mecanismos que resultou no resfriamento global do Cenozóico.

O levantamento do Istmo do Panamá, fechando o mar da América Central no final do Terciário, também contribuiu para as mudanças climáticas (Zachos *et al.*, 2001). Esses

eventos tectônicos foram os ativadores do sistema climático global que predomina no Cenozóico.

O clima no Cenozóico alternou entre *Greenhouse* e *Icehouse*. Dados de δO^{18} mostram vários episódios de aquecimento e resfriamento, diminuição e aumento da camada de gelo. Na transição do Paleoceno/Eoceno, há cerca de 55 Ma, houve um abrupto aquecimento, conhecido como o Máximo Termal do Paleoceno Superior, que foi sentido em todas as latitudes e nas águas superficiais e profundas. Esta anomalia foi acompanhada pela liberação massiva de carbono nos oceanos, quantidades estas suficientes para diminuir o pH e aumentar a dissolução dos carbonatos no fundo oceânico. Uma possível causa dessa liberação de carbono seria o metano (CH_4) resultante da decomposição de clatratos do fundo oceânico (Zachos *et al.*, 2001, 2005; Jansen *et al.*, 2007).

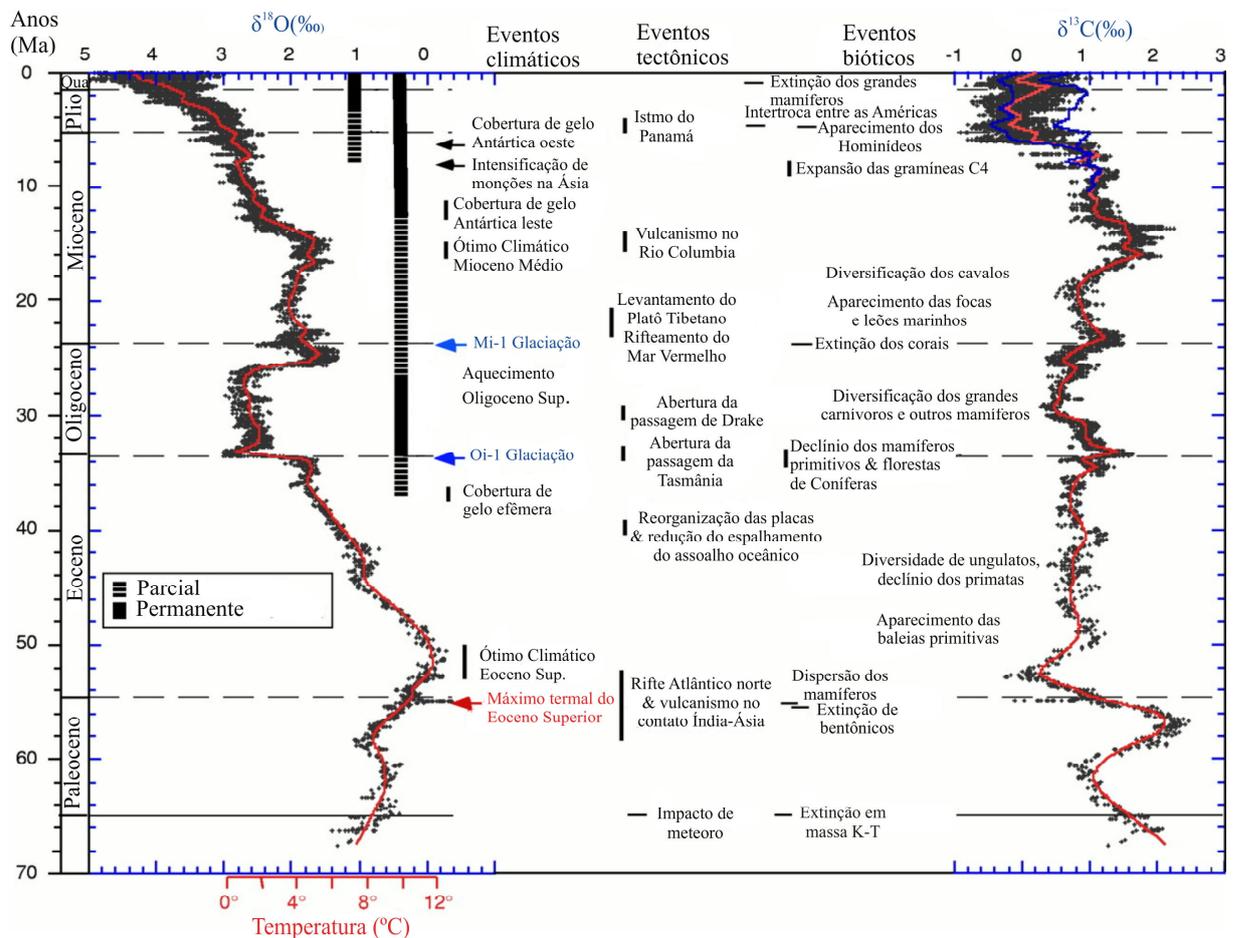


Figura 14. Variação climática no Cenozóico a partir de dados de isótopos de oxigênio e carbono, mostrando os principais eventos climáticos, tectônicos e bióticos (Modificado de Zachos *et al.*, 2001).

No Eoceno o clima continuou quente, atingindo o Ótimo Climático (*Climate Optimum*) no Eoceno Inferior entre 52 e 50 Ma, quando começou um resfriamento que culminou na

glaciação do Oligoceno, com duração de 400 ka. O isótopo de carbono positivo indica que os gases do *greenhouse* não foram os principais mecanismos causadores deste evento, no entanto, serviram como amplificadores positivos do mesmo, sendo o tectonismo o mecanismo principal que causou as mudanças climáticas, juntamente com as forças orbitais. Ainda que efêmeras, as camadas de gelo começaram a surgir na Antártica (Zachos *et al.*, 2001; Jansen *et al.*, 2007).

Durante o Oligoceno a temperatura foi estável e a cobertura de gelo na Antártica se tornou espessa e permanente. Devido à reorganização de placas, ocorreu um aquecimento no Oligoceno Superior, e isto tornou o gelo na Antártica parcial e efêmero. Na transição do Oligoceno/Mioceno, a cobertura de gelo na Antártica continuou parcial, mas devido ao levantamento do Platô Tibetano ocorreu a glaciação do Mioceno entre 17 e 15 Ma, com duração de 200 ka. O clima aqueceu atingindo o Ótimo Climático do Mioceno; em seguida ocorre um resfriamento devido à cobertura de gelo na Antártica leste e, posteriormente, na parte oeste que se tornou permanente, na transição Mioceno/Plioceno (Jansen *et al.*, 2007; Zachos *et al.*, 2001, 2005).

A atual configuração dos continentes e bacias oceânicas já estava estabelecida no Plioceno, o clima era mais quente que hoje, assim como os níveis de CO₂. A cobertura de gelo nas altas latitudes no Hemisfério Norte deixa de ser efêmera para se tornar permanente (Jansen *et al.*, 2007).

O Quaternário é marcado pela alternância de intervalos glaciais e interglaciais regidos pelos processos orbitais. Uma importante mudança climática foi a transição do interglacial Eemiano para o glacial ocorrido entre 120 e 115 ka (Rahmstorf, 2002; Jansen *et al.*, 2007). De acordo com Rahmstorf (2002), a causa desta mudança foram os ciclos de Milankovitch; a insolação nas altas latitudes era menor que a atual, o que induziu o início da glaciação.

A circulação oceânica altera-se nos intervalos glaciais e interglaciais. Estudos recentes mostram que há três tipos de circulação que prevalecem no Oceano Atlântico durante os intervalos glaciais (Fig. 15): a circulação oceânica no modo ativo, período quente (*interstadial*); no modo ativo, período frio (*stadial*); e no modo Heinrich (*off*). No modo quente, a APAN é formada no Mar Nórdico, enquanto que no modo frio ela passa a ser formada no mar aberto do Atlântico Norte (sul da Islândia). No modo Heinrich, a formação da APAN cessa e as águas da Antártica fluem no Atlântico profundo (Rahmstorf, 2002).

6.2.3 Evento Dansgaard-Oeschger (D/O)

Este evento é marcado por um rápido aquecimento seguido de uma fase de platô com resfriamento lento, e então uma rápida volta às condições de frio (Fig. 16). Alley *et al.* (2001) mostraram que estes eventos têm propriedades estatísticas, sendo o tempo de espera entre dois eventos consecutivos de cerca de 1.500 anos.

As explicações para os eventos D/O são: (a) a biestabilidade da circulação termohalina, na qual a formação da APAN é ativada durante a fase quente (*interstadial*) e fechada nas fases frias (*stadial*). Entretanto, o que induz esta ativação não está plenamente identificado; (b) o enfraquecimento da circulação termohalina pelo *input* de água doce proveniente do derretimento de geleiras; (c) mudanças de latitude na convecção entre o Mar Nórdico e as médias latitudes do Oceano Atlântico; (d) características atmosféricas controladas pelos trópicos que vão alterar o clima na Groenlândia (Broecker *et al.*, 1985; Rahmstorf, 2002). Rahmstorf (2002) sugere que estes fenômenos trabalhem juntos, e não isoladamente como vem sendo tratados pela maioria dos autores.

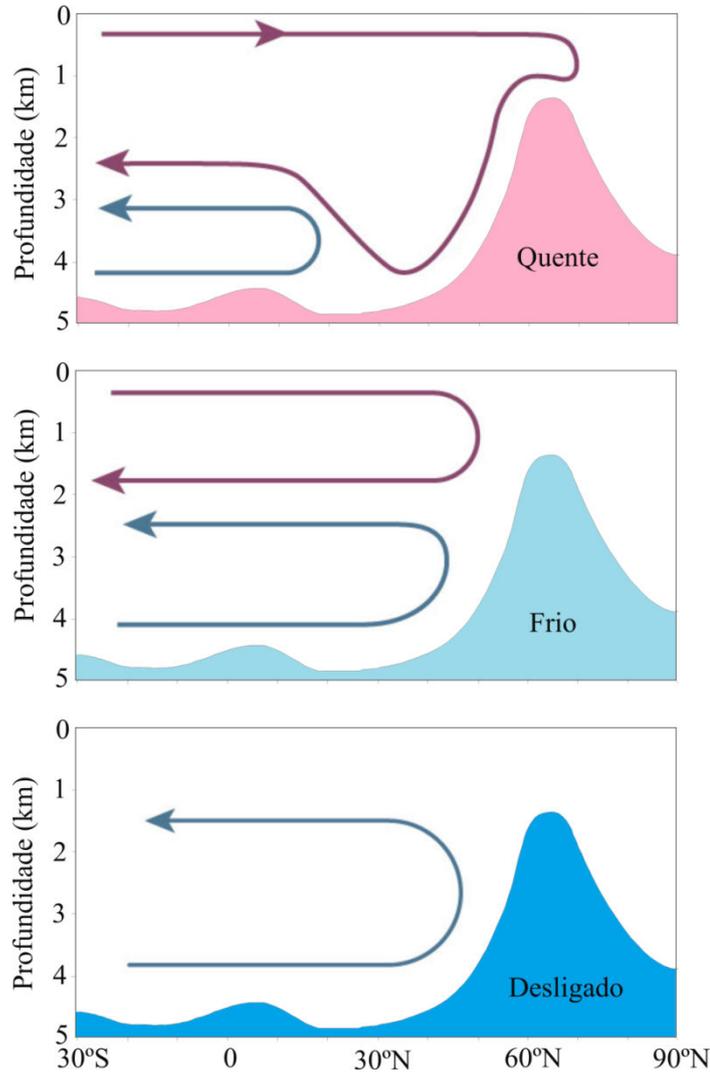


Figura 15. Esquema mostrando os três tipos de circulação que prevalecem no Oceano Atlântico. A linha vermelha corresponde à formação da APAN e a linha azul à AFA (Modificado de Rahmstorf, 2002).

6.2.4 Evento Heinrich (H)

Ocorre no final de uma glaciação, a cada 10-15 ka (Fig. 16). É caracterizado pelas finas camadas de sedimentos grossos transportados por *icebergs* para o Atlântico Norte. A formação da APAN cessa durante os eventos Heirinch devido ao alto *input* de água doce (Rahmstorf, 2002; Jansen *et al.*, 2007).

As consequências dos eventos Heirinch afetam diretamente o gelo, diminuindo a cobertura de gelo continental e aumentando o nível do mar, o que induz o desligamento da circulação termohalina. Cada evento H é seguido de um evento D/O, sendo que sucessivos

D/O tendem a ser mais frios até o próximo evento H, indicando que de certa forma estes dois eventos estão relacionados (Rahmstorf, 2002).

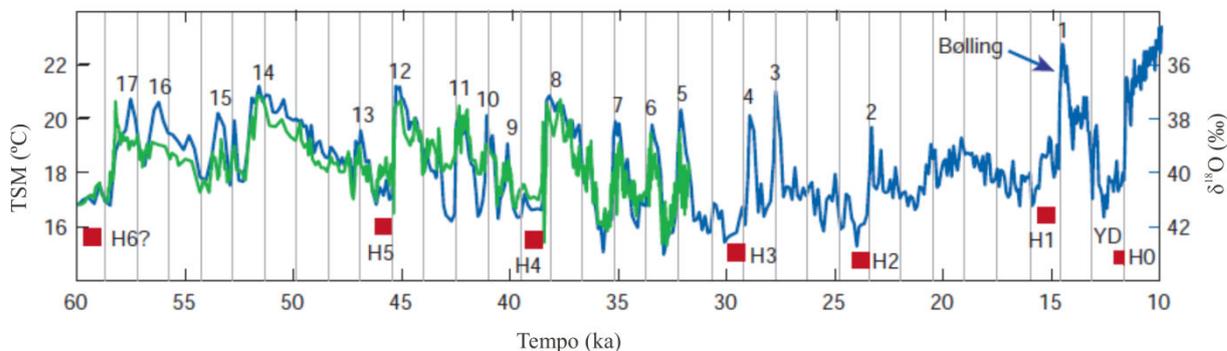


Figura 16. Reconstrução das temperaturas do oceano com dados de sedimento oceânico (linha verde) e gelo da Groenlândia (linha azul), mostrando os eventos H (vermelho) e D/O (numerados) (Modificado de Rahmstorf, 2002).

6.2.5 Deglaciação e o evento *Younger Dryas*

A última mudança climática global é marcada pela transição para o Holoceno, após a deglaciação. Desde então, o clima tem sido quente e estável. O aumento do nível do mar (130 m) entre 19 e 7 ka marca o desaparecimento do gelo global, permanecendo somente nos polos (Lambeck & Chappel, 2001).

O aquecimento a partir do UMG iniciou com a mudança na insolação no Hemisfério Norte entre 24 e 12 ka, e massiva liberação de CO₂ na atmosfera provocando o derretimento das calotas polares. Com o influxo de gelo derretido e o evento H-1 ocorrendo, a circulação termohalina se manteve no modo frio até ocorrer o aquecimento na Groenlândia há 14,6 ka, denominado de aquecimento *Bølling* ou evento D/O-1; enquanto isso a Antártica passa por um resfriamento (Rahmstorf, 2002).

Após o término do D/O-1, o Hemisfério Norte retoma as condições glaciais no evento YD; inversamente, a Antártica tem um aquecimento acelerado. Com o término abrupto do YD há 11,5 ka, ocorre um aquecimento global (D/O-0). Esse aquecimento é seguido por um *input* de águas de geleiras, no entanto, o Atlântico Norte mantém a circulação no modo quente, estabilizando o clima típico do Holoceno (Rahmstorf, 2002).

São vários os fatores envolvidos em uma mudança climática abrupta. A mera existência dos eventos episódicos aponta um potencial para respostas não lineares nas

mudanças climáticas ou na possibilidade de anomalias não esperadas (Rahmstorf, 2002; Zachos *et al.*, 2005; Jansen *et al.*, 2007).

6.3 Isótopo de Oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$)

O histórico do clima da Terra tem sido reconstruído utilizando-se uma variedade de *proxies*; para o Quaternário utilizam-se os dados de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em águas profundas e superficiais, entre outros.

Isótopos são átomos de um mesmo elemento que apresentam diferentes números de nêutrons em seus núcleos. Os isótopos estáveis apresentam a composição do núcleo constante.

O princípio do uso de isótopos como indicadores paleoambientais baseia-se na incorporação do carbonato em equilíbrio com a água. No entanto, deve ser considerado o efeito vital, *i.e.*, a precipitação do carbonato em desequilíbrio com a água devido às peculiaridades metabólicas dos organismos.

O $\delta^{18}\text{O}$ tem sido utilizado para reconstruir as mudanças climáticas globais e regionais em escala de tempo geológico (Zachos *et al.*, 2001). Os estudos com isótopos estáveis tiveram início com Urey (1947), onde foi demonstrado que carbonatos precipitados em uma mesma solução aquosa apresentam, conforme a temperatura, diferentes razões entre ^{18}O e ^{16}O . Vários estudos posteriores contribuíram para o refinamento da técnica (Nier, 1947; Mckinney *et al.*, 1950; Epstein *et al.*, 1951, 1953). Os valores isotópicos plotados em um gráfico geram uma curva cujos picos positivos e negativos (mais ou menos ^{18}O , respectivamente) mostram a ocorrência de períodos de clima frio (glacial) e quente (interglacial).

Em 1955, Emiliani utilizou os isótopos de oxigênio para reconstruir os ciclos glacial-interglacial no Pleistoceno, seguindo o sistema introduzido por Arrhenius (1952) que designa o presente com o nº. 1 e os estágios precedentes com números positivos e crescentes, dentre os quais os ímpares representam estágios quentes e os pares frios (Fig. 17). A partir disso iniciou o uso do termo Estágios Isotópicos Marinhos (EIM). Os EIMs são numerados em ordem crescente, sendo os estágios ímpares correspondentes a intervalos interglaciais, enquanto os pares correspondem a glaciais. Assim, o EIM 1 corresponde ao Holoceno e o EIM 2 ao UMG. A exceção é o EIM 3, considerado como estágio glacial.

As análises de isótopos estáveis ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) são realizadas principalmente em foraminíferos planctônicos e bentônicos, dependendo se o objetivo é o estudo de massas de

água superficiais ou de fundo, respectivamente. Os principais foraminíferos planctônicos utilizados são *Globigerina* e *Globigerinoides* e, para os bentônicos, *Cibicidoides* e *Uvigerina*. Nestes gêneros o efeito vital é inexistente ou pouco pronunciado (Toledo, 2000; Bergue, 2006).

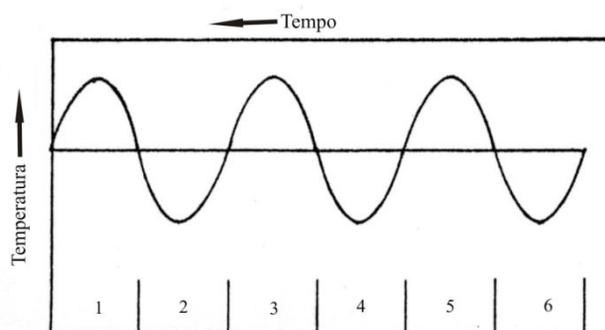


Figura 17. Variação ideal da temperatura com o tempo e os EIM numerados (Modificado de Emiliani, 1955).

A abundância natural do isótopo de oxigênio é de $^{16}\text{O} = 99,76\%$ e a do isótopo $^{18}\text{O} = 0,19\%$, porém, estas proporções oscilam entre períodos glaciais e interglaciais (Fig. 18). Durante os glaciais, a água do mar encontra-se enriquecida com o isótopo mais pesado. Ao mesmo tempo, a água depositada nas geleiras encontra-se enriquecida com o isótopo mais leve, o ^{16}O . Isso ocorre porque o isótopo leve é extraído mais facilmente por meio da evaporação da água do oceano, e também é mais facilmente precipitado em forma de chuva do que o isótopo mais pesado, já que a pressão de vapor da H_2O^{16} é maior que a da H_2O^{18} ; ao precipitar, o ^{16}O , em altas latitudes, fica retido nas calotas polares, enriquecendo a água do mar em ^{18}O . Ao término dos períodos glaciais, o derretimento em larga escala destas massas de gelo (ricas de ^{16}O) restabelece a proporção natural entre os dois isótopos (Emiliani, 1955; Bigg, 2003; Bergue, 2006).

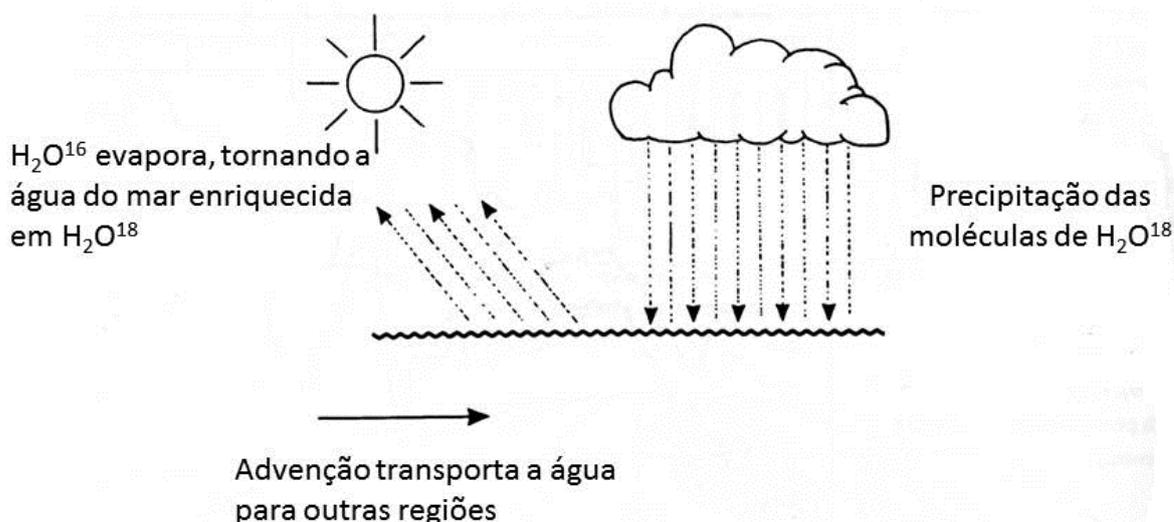


Figura 18. Esquema mostrando a facilidade de evaporação do isótopo mais leve do oxigênio (Modificado de Bigg, 2003).

A razão isotópica é medida em espectrometria através da dissolução das testas de foraminíferos em ácido fosfórico (processo de extração) e subsequente análise dos gases liberados. O valor obtido é comparado com um padrão *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB) para o carbonato ou *Vienna Standard-Mean-Ocean-Water* (VSMOW) para a água do mar, o qual é calibrado com o uso de um carbonato padrão sintético, o NBS-19 (Equação 1). A razão obtida serve de base para o cálculo de paleotemperatura, sendo a equação ajustada conforme a região estudada (Bigg, 2003; Bergue & Coimbra, 2008a).

Equação 1:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{padrão}}}{R_{\text{padrão}}} \times 1000$$

onde, R é a razão isotópica do isótopo pesado em relação ao leve, ¹⁸O/¹⁶O.

O valor δ do carbonato de cálcio precipitado em equilíbrio com a água é inversamente proporcional à temperatura (T) na qual a precipitação ocorreu. A exata relação entre δ e T foi estabelecida empiricamente determinando o valor δ para o carbonato de cálcio depositado por organismos marinhos em várias temperaturas entre 7,4°C e 29°C (Emiliani, 1955). O valor δ não depende somente da temperatura, mas também da composição isotópica da água original (Emiliani, 1955; Bigg, 2003).

As análises dos isótopos de oxigênio têm grande potencial cronológico, devido ao registro de $\delta^{18}\text{O}$ estar associado ao volume de gelo global, assim os dados são sincrônicos globalmente (Shackleton, 1967; Rohling & Cooke, 1999).

7 ÁREA DE ESTUDO

7.1 Localização

A Bacia de Campos é uma bacia do tipo rifte, cuja origem está relacionada com o rompimento do supercontinente Gondwana (Barbosa, 2002). Compreende o segmento da margem continental sudeste brasileira entre 20,5°S (Alto de Vitória) e 24,5°S (Alto de Cabo Frio), em uma área de aproximadamente 100.000 km² abrangendo o sul do Espírito Santo e o nordeste do Rio de Janeiro (Caddah *et al.*, 1998; Viana *et al.*, 1998).

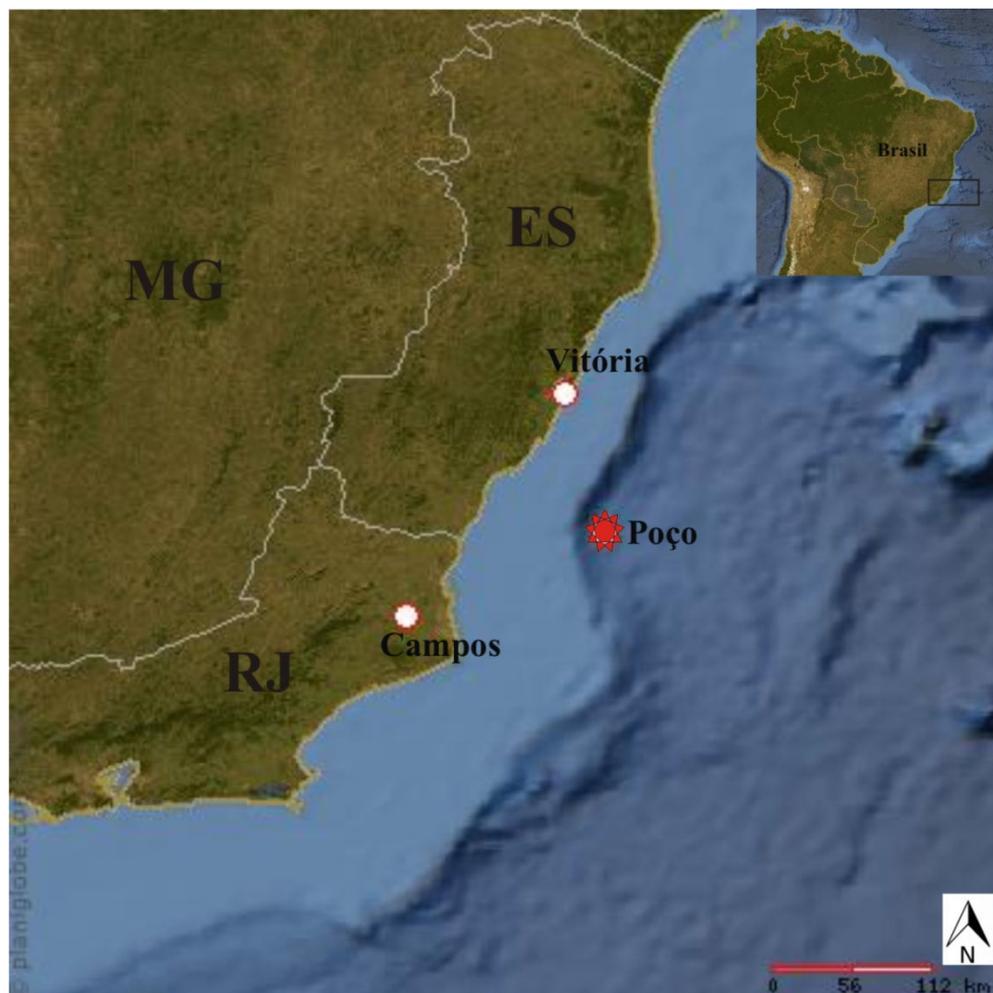


Figura 19. Mapa da localização do poço G-77 na Bacia de Campos.

Mais de 70% das águas da bacia estão em uma profundidade acima de 200 m. A plataforma continental é arenosa, possui uma largura média de 100 km e a quebra da plataforma varia de 80 m ao norte até 130 m ao sul, apresentando uma média de 110 m. O talude é argiloso, erodido por vários cânions. Inicia a partir da quebra da plataforma até a isóbata de 2.000 m, onde emerge o Platô de São Paulo, estendendo-se por 400 km, e tem um gradiente médio de 2,5° (Caddah *et al.*, 1998; Viana *et al.*, 1998; Machado *et al.*, 2004; Sousa *et al.*, 2006). O gradiente de descida é mais acentuado nas porções superior (110-600 m) e inferior (1.200-2.000 m), aonde chega a 8° devido a um pronunciado escarpamento do Neógeno (Caddah *et al.*, 1998; Sousa *et al.*, 2006).

O testemunho estudado provém do talude continental (21°12'10,28"S, 40°02'47,75"W) da porção norte da Bacia de Campos, em profundidade de 1.287 m, a cerca de 75 km da linha de costa do sul do Espírito Santo (Fig. 19).

7.2 Sedimentologia

O sistema deposicional de águas profundas da Bacia de Campos abrange o sistema turbidítico da Formação Carapebus, onde está localizada a maior produção de petróleo brasileiro (Machado *et al.*, 2004; Winter *et al.*, 2007). Atualmente ainda se encontram em deposição a Formação Emborê, clástica nas plataformas interna e média e carbonática na plataforma externa; a Formação Ubatuba (talude e Platô de São Paulo); e a Formação Carapebus, Platô de São Paulo (Fig. 20) (Machado *et al.*, 2004).

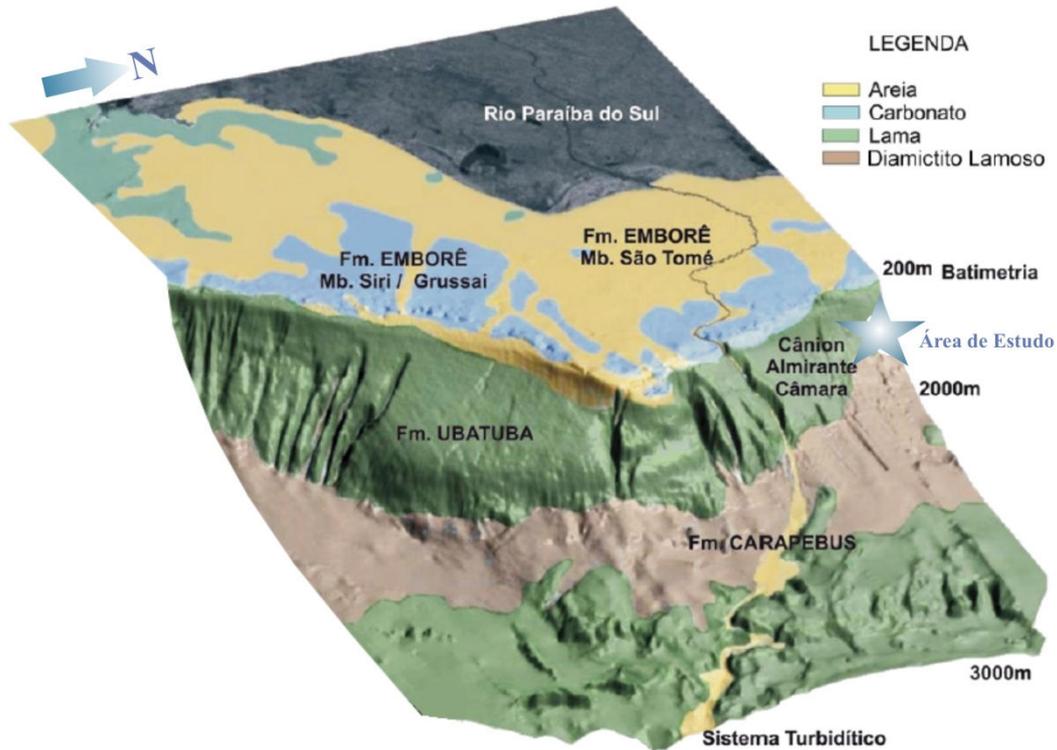


Figura 20. Diagrama das fácies sedimentares da Bacia de Campos (Modificado de Machado *et al.*, 2004).

De acordo com Viana *et al.* (1998), as oscilações relativas do nível do mar são a principal componente do padrão de sedimentação da margem continental sudeste brasileira. Dados geológicos e oceanográficos sugerem que atualmente há uma transferência significativa de sedimentos oriundos da plataforma para o talude, e que durante o Quaternário tardio, diferentes correntes termohalinas exerceram influência nos padrões de sedimentação do talude.

As plataformas interna e média são cobertas predominantemente por areias siliciclásticas e bioclásticas, enquanto as fácies lamosas se formam pela contribuição da descarga do Rio Paraíba do Sul. A plataforma externa é dominada principalmente por areias siliciclásticas, e em menor porcentagem carbonáticas derivadas de algas verdes e vermelhas (Viana *et al.*, 1998). A base do talude superior representa um importante ambiente de deposição das areias provenientes da plataforma; são areias de granulometria fina a grossa. Já o talude médio (550-1200 m) é caracterizado por intercalações de lama e areias finas ricas em ferro, e corais de águas profundas. A taxa de sedimentação holocênica no talude superior e médio norte é duas vezes maior que na área sul (14 cm/Ka e 7 cm/Ka, respectivamente).

No talude inferior (abaixo de 1.200 m), onde flui a APAN, encontra-se uma fina vasa de nanofósseis calcários e foraminíferos que cobre a crosta enriquecida em ferro. Sendo assim, o talude da Bacia de Campos, no Quaternário tardio, é composto principalmente de

lamas siliciclásticas, contendo baixa taxa de carbonato. A taxa de sedimentação para o Holoceno varia de 26 a 2 cm/Ka do talude superior para o inferior, e de 98 a 74 cm/Ka do talude médio para o inferior (Caddah *et al.*, 1998; Viana *et al.*, 1998).

7.3 Oceanografia

Em todos os oceanos podem ser observados fenômenos físicos que possuem diferentes escalas temporais e espaciais, levando a uma heterogeneidade na distribuição de propriedades e características das águas marinhas. A estratificação vertical da coluna d'água em massas de água com diferentes propriedades termodinâmicas desempenha grande papel no processo de sedimentação, e tem uma influência direta nas faunas destas regiões (Viana *et al.*, 1998; Toledo, 2000; Rahmstorf, 2002; Bergue, 2005).

A plataforma e o talude da Bacia de Campos possuem múltiplas camadas de água estratificadas com diferentes componentes de circulação. A circulação superficial compreende as correntes de plataforma que resultam da combinação de fatores meteorológicos e de maré, e a Corrente do Brasil (CB). Esta se origina a 10°S na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE), sendo uma corrente de contorno oeste associada ao giro subtropical do Atlântico Sul. A CB flui para sul, contornando o continente até a região da Convergência Subtropical (33-38°S), onde conflui com a Corrente das Malvinas que juntas fluem em direção leste (Silveira *et al.*, 2000; Cirano *et al.*, 2006; Rodrigues *et al.*, 2006; Soutelino, 2008).

O fluxo de calor e sal provenientes do Oceano Índico que penetra no Atlântico Sul através da Corrente das Agulhas influencia significativamente a circulação oceânica. A CB transporta calor para o polo sul, enquanto a circulação termohalina transporta calor em direção ao Equador (De Ruijter *et al.*, 1999; Weijer *et al.*, 2002). A Corrente das Agulhas depende da posição da Zona de Convergência Subtropical, formada pelos giros dos oceanos Índico Sul e Atlântico Sul. Uma pequena diminuição de temperatura afeta a conexão entre estes giros, o que de acordo com Weijer *et al.* (2002) pode ter apresentado implicações para a circulação termohalina durante o Pleistoceno.

As massas de água da área de estudo podem ser divididas em dois grupos: águas superficiais e águas profundas (Fig. 21). As águas superficiais são influenciadas principalmente pelo regime de vento anticiclônico, e compreendem a Água Superficial

Tropical (AST) e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS). A AST é a camada mais superficial e resulta da mistura de três fontes: Água Tropical (AT) com temperatura $> 18^{\circ}\text{C}$ e salinidade $> 36\text{‰}$, Água do Litoral (AL) e ressurgência periódica da ACAS com temperatura entre $6\text{-}18^{\circ}\text{C}$ e salinidade variando de $35,5\text{-}36\text{‰}$. Entre 300-550 m de profundidade encontra-se a ACAS, que é originada da Contracorrente do Brasil (CCB) que flui abaixo das isóbatas de 350 a 400 m, de sul para norte. Abaixo da isóbata de 500 m ocorre uma diminuição abrupta de temperatura e salinidade, conforme o aumento de profundidade, sendo considerada como a termoclina. As águas profundas compreendem: (a) AIA, formada na Convergência Subantártica (45°S), que flui para norte, irrigando o talude médio entre as isóbatas de 500 a 1.200 m, e apresentando variação de temperatura entre $6\text{-}2^{\circ}\text{C}$ e salinidade mínima de $34,2\text{‰}$; (b) abaixo desta encontra-se a APAN, com 2 km de espessura e 800 km de extensão, que flui para sul e é constituída por alta salinidade, riqueza em oxigênio e pobreza em nutrientes, estando presente entre as isóbatas de 1.200 m até aproximadamente 3.500 m; (c) AFA, que ocorre em profundidade de mais de 4.000 m (Viana *et al.*, 1998; Silveira *et al.*, 2000; Cirano *et al.*, 2006).

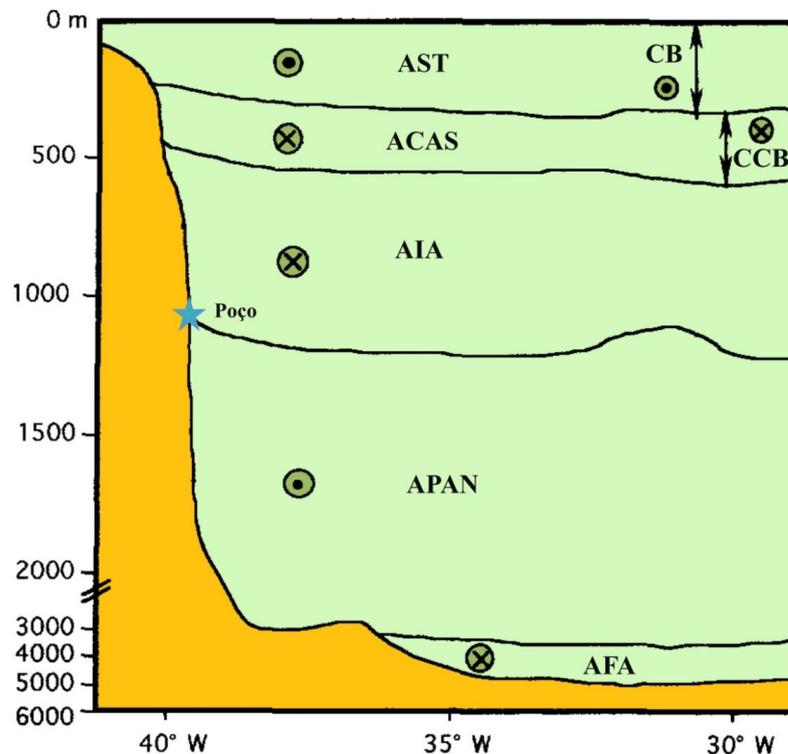


Figura 21. Estratificação das massas d'água na margem sudoeste brasileira e a localização do poço G-77. Símbolos dentro do círculo indicam sentido do fluxo: x = fluxo para fora da página; o = fluxo para dentro da página. Ângulo de descida do talude exagerado (Modificado de Viana *et al.*, 1998).

De acordo com Viana *et al.* (1998), considerando todas as massas de água e correntes, a parte norte da Bacia de Campos é mais fortemente influenciada pela borda oeste da CB, devido ao giro anticiclônico subtropical que domina as características da circulação superficial do Atlântico Sul (Fig. 22).

7.4 Gênese e Evolução da Bacia de Campos

A origem da Bacia de Campos está no rompimento da crosta do Gondwana, no Cretáceo Inferior, dando origem inicialmente a um sistema de *rift valley* (Barbosa, 2002; Pellizon, 2005; Contreras *et al.*, 2010). De acordo com Pellizon (2005) podem ser observados quatro estágios na gênese da bacia: (a) estágio pré *rift valley* onde houve um soerguimento significativo, o qual atuou como fonte de sedimentos para as bacias interiores adjacentes; (b) estágio *rift valley* marcado por fraturamento e abatimento da crosta e por vulcanismo, durante o Cretáceo Inferior; (c) estágio proto-oceânico quando ocorrem as primeiras ingressões de um oceano incipiente; (d) estágio oceânico quando as margens continentais do tipo atlântico se separam devido à formação do fundo oceânico, com início no Albiano-Cenomaniano. Durante este último estágio as principais feições morfológicas da margem continental brasileira foram estabelecidas.

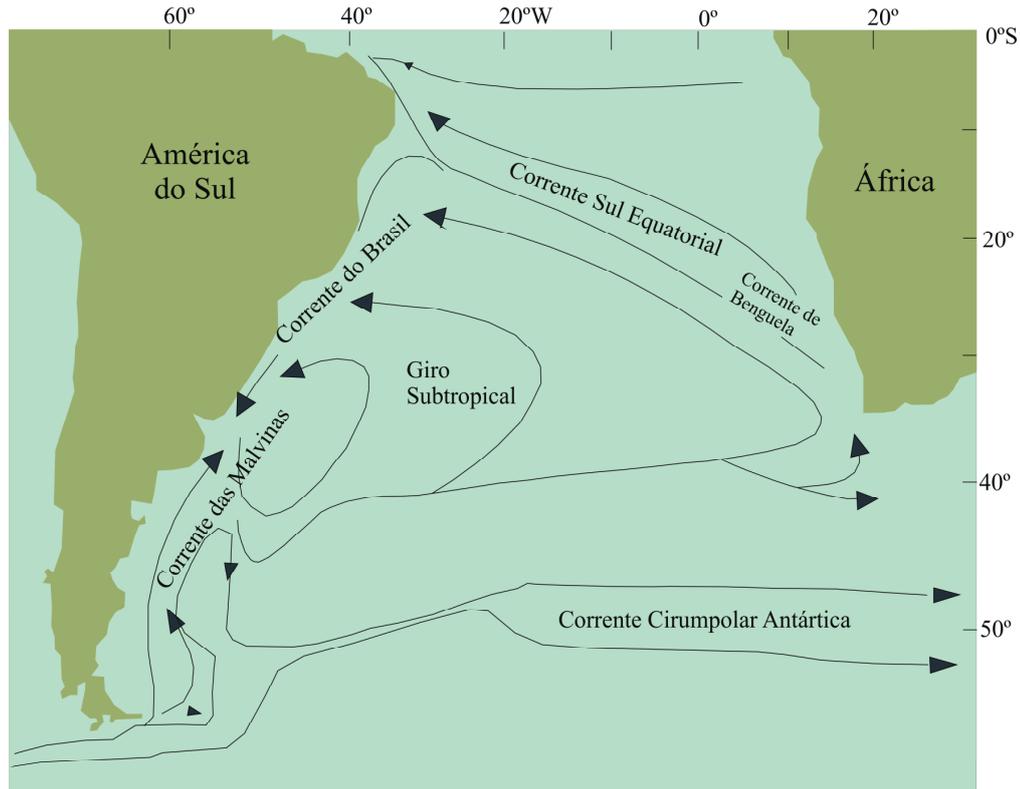


Figura 22. Representação esquemática das correntes no Oceano Atlântico Sul (Modificado de Peterson & Stramma, 1991).

O embasamento Pré-Cambriano é de natureza gnáissica, e o assoalho sedimentar da bacia foi formado pelos derrames basálticos, no Cretáceo Inferior. Os primeiros sedimentos foram depositados no Neocomiano-Barremiano até o Albinano Inferior (Rangel, *et al.*, 1994; Pellizzon, 2005; Contreras *et al.*, 2010). Durante o Terciário a bacia passou por vários eventos de progradação resultando em uma intensa deposição sedimentar em águas profundas. A partir do Quaternário, a plataforma continental e o talude sofreram intensa erosão originando cânions submarinos (Pellizzon, 2005; Contreras *et al.*, 2010). A seguir, na Figura 23, é apresentada a Carta Estratigráfica da Bacia de Campos.

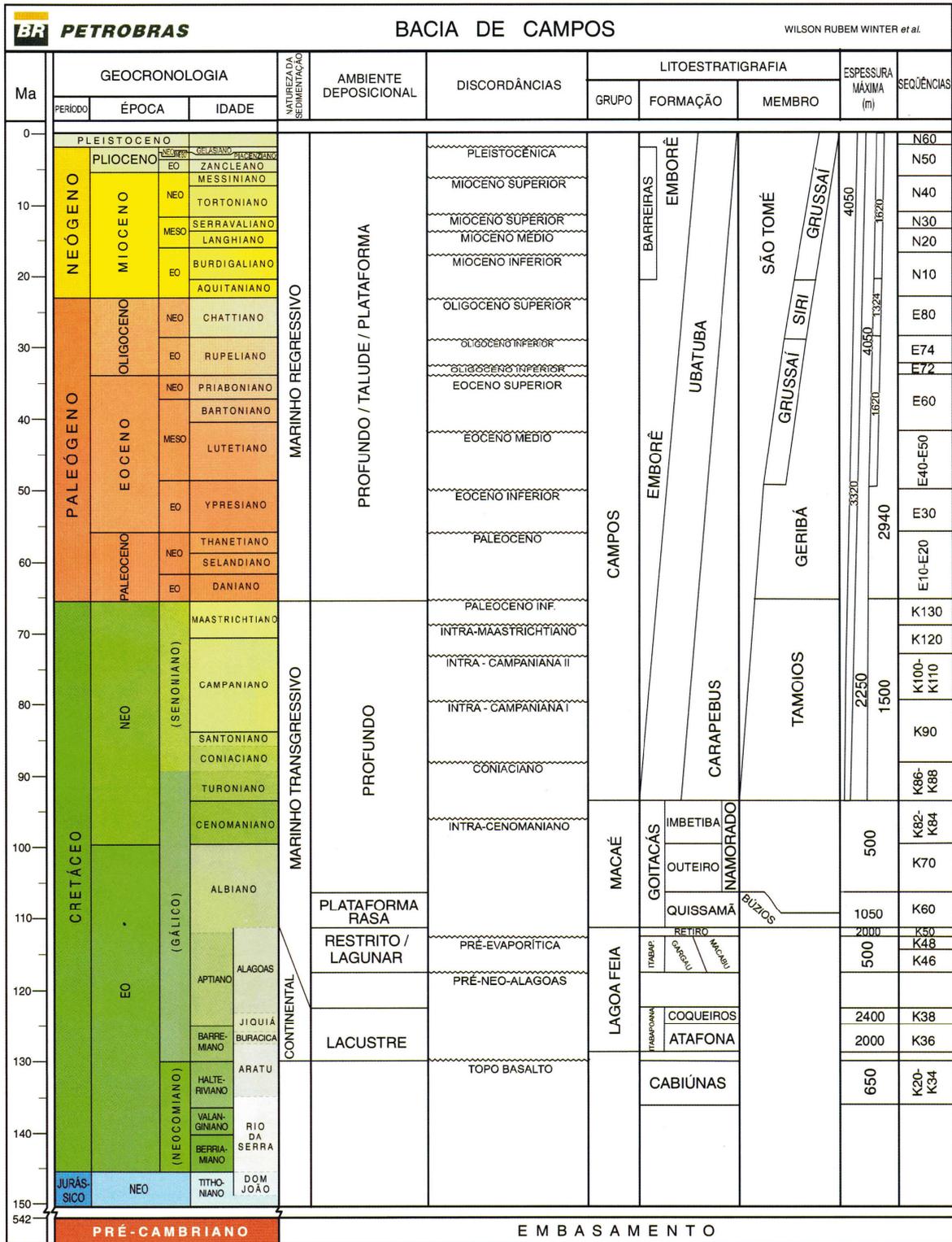


Figura 23. Carta Estratigráfica da Bacia de Campos (Retirado de Winter *et al.*, 2007).

8 MATERIAL E MÉTODOS

8.1 Testemunho G-77

O testemunho estudado foi coletado em uma campanha em 2003, pelo navio de sondagem Bucentaur, na porção norte do talude da Bacia de Campos (21°12'20,28"S, 40°02'47,75"W), através de um Jumbo Piston Core (JPC) de 21 m de comprimento, visando caracterizar o solo marinho. O JPC utiliza a força da gravidade juntamente com um pistão hidráulico que aumenta a capacidade de penetração e a eficiência dos sedimentos recuperados (Kowsmann & Vicalvi, 2003 *apud* Sanjinés, 2006). De acordo com Sanjinés (2006) a descrição do testemunho foi efetuada na escala 1:20 e incluiu cor, granulometria, fácies e estruturas primárias. As amostras foram cedidas pela Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRÁS) ao Laboratório de Microfósseis Calcários da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

Foram recuperados 1.815 cm de testemunho perfurado a 1.287 m da coluna d'água. Para este estudo foram selecionadas 15 amostras com espaçamento variando de 3 a 48 cm (Fig. 24); elas foram retiradas do topo em direção à base abrangendo 275 cm do total de 1.815 cm do testemunho e aproximadamente 10 cm³ de sedimento por amostra.

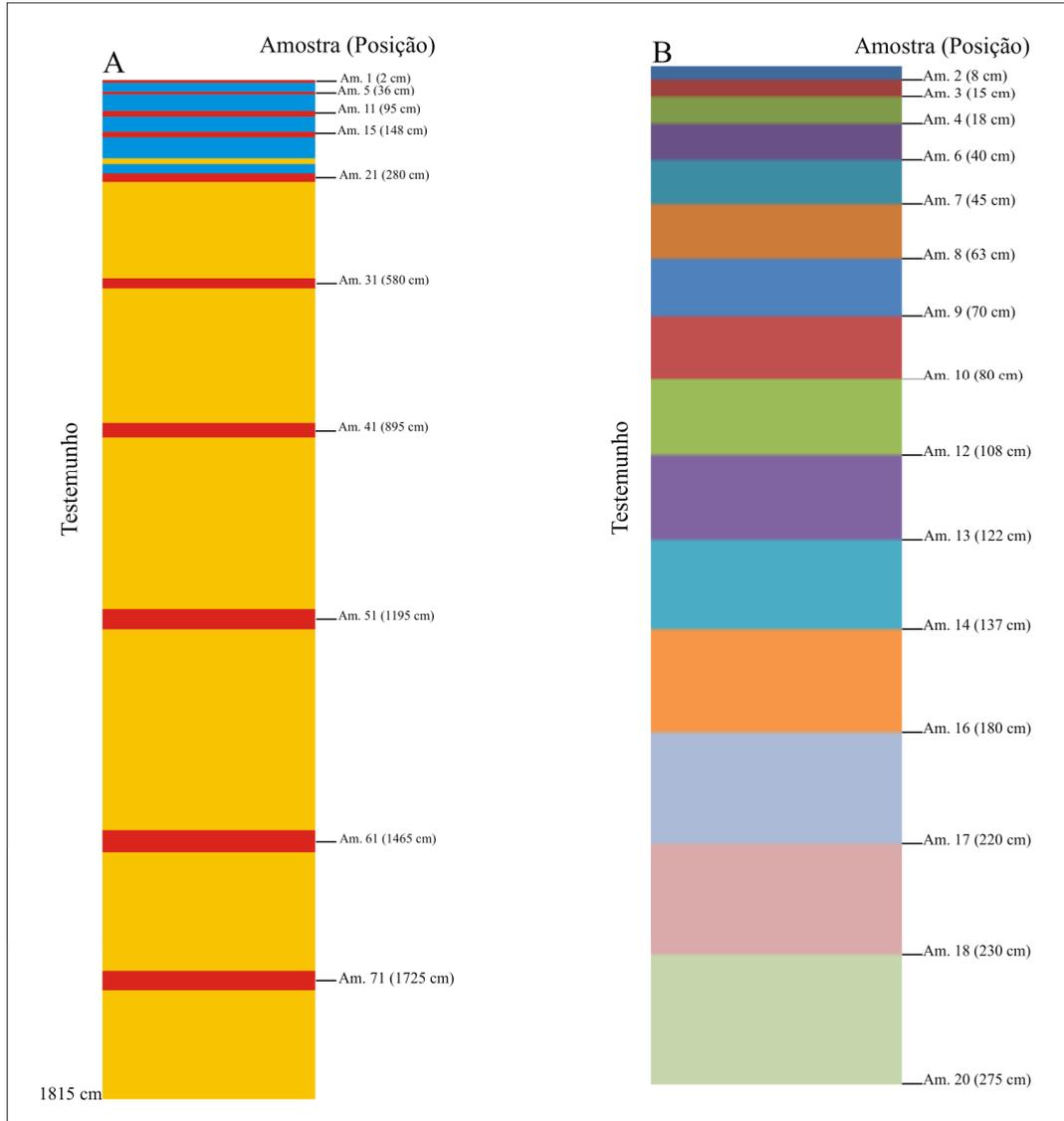


Figura 24. Distribuição das amostras ao longo do testemunho. A. vista geral do testemunho; em vermelho: amostras estudadas por Nicolaidis (2008); em amarelo: amostras ainda não estudadas; em azul: amostras analisadas nesta dissertação. B. vista em detalhe das amostras estudadas no presente trabalho.

As amostras foram preparadas de acordo com o método padrão de preparação de microfósseis calcários que inclui: (a) lavagem das amostras com água corrente em peneira de abertura de malha 62 μm ; (b) secagem em estufa com temperatura em torno de 60°C; (c) novo peneiramento com malha de 125 μm com as amostras já secas; (d) triagem dos microfósseis em lupa binocular.

O termo “águas profundas” utilizado neste trabalho equivale a oceanos mais profundos que 600 m e que estejam sob influência de massas de água provenientes de regiões polares, designação proposta por Van Harten (1999).

8.2 Amostras

As carapaças foram triadas no Laboratório de Microfósseis Calcários da UFRGS. Os espécimes representativos de cada amostra foram fotografados no microscópio eletrônico de varredura (MEV), modelo JEOL JSM-6060, do Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da UFRGS. As fotografias por transparência foram obtidas em microscópio óptico, modelo ZEISS, através de uma câmera digital Sony Cyber-Shot DSC-W290. Os exemplares fotografados serão posteriormente depositados no Museu de Paleontologia do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia da UFRGS, seção Ostracoda (MP-O).

8.3 Análise Geoquímica

A análise de isótopos de oxigênio é um excelente *proxy* em estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos, pois através dela pode-se inferir o volume de gelo nos oceanos permitindo identificar os estágios glaciais e interglaciais. Esta análise tem sido utilizada em vários trabalhos com microfósseis calcários, já que permite marcar os eventos acima mencionados, entre outros (Cronin & Raymo, 1997; Xu *et al.*, 2005; Bergue *et al.*, 2006; Yasuhara *et al.*, 2009a, 2009b).

Para as análises de δO^{18} foram enviadas cerca de cinco testas de foraminíferos de cada amostra ao *Isotope Ratio Mass Spectrometry Laboratory* da *University of California*, na cidade de Santa Cruz, EUA. O foraminífero utilizado foi *Globigerinoides ruber*, porque esta espécie mantém a calcificação das testas em equilíbrio isotópico com a água superficial em que vive sendo a mais comumente utilizada para estudos isotópicos em baixas latitudes (Toledo, 2000; Toledo *et al.*, 2007; Pivel *et al.*, 2010).

8.4 Análises Estatísticas

8.4.1 Índice de Shannon-Weaver

As assembleias foram analisadas através do índice de diversidade de Shannon-Weaver. Este coeficiente estatístico vem sendo amplamente utilizado em trabalhos sobre variações de diversidade de fauna (Cronin *et al.*, 1999; Yasuhara *et al.*, 2008a, 2009a). Diferente de outros índices, ele mede a biodiversidade de um ecossistema (Gaiger, 2006) e considera tanto o número de espécies como as suas proporções relativas (Didié *et al.*, 2002; Gaiger, 2006).

O índice de Shannon-Weaver é expresso pela equação:

$$H(S) = \sum_{i=0}^n p_i \ln(p_i)$$

onde, H(S) é o índice de diversidade; p_i é a proporção de uma determinada espécie na amostra; ln é o logaritmo natural; n é o número total de espécies.

8.4.2 Índice de Dominância

Também foi calculado o índice de dominância para cada um dos gêneros nas amostras estudadas, expresso pela fórmula:

$$D = \frac{t}{T} \cdot 100$$

sendo, D o índice de dominância; t o número total de espécimes de um determinado gênero; T o número total de espécimes. Multiplicado por 100 para obter a porcentagem de cada gênero.

8.4.3 Índice de Jaccard

Este índice é baseado na relação entre o número de espécies comuns às duas áreas e o número total de espécies. A abordagem é qualitativa, não considera as quantidades dos espécimes que ocorrem em cada área, no entanto exclui a dupla-ausência (Pillar, 1996). É expresso em porcentagem pela seguinte fórmula:

$$J_{ij} = \frac{c}{a + b + c} \times 100$$

onde, a é o número de espécie que ocorrem somente na área 1; b é o número de espécies que ocorrem somente na área 2; c é o número de espécies comuns às duas áreas.

8.4.4 Equitabilidade

Expressa a maneira pela qual o número de indivíduos está distribuído entre as diferentes espécies, isto é, indica se as diferentes espécies possuem abundância semelhantes ou divergentes (Gomes, 2004). A equitabilidade é expressa pela equação:

$$E = \frac{H'_{\text{observado}}}{H'_{\text{máximo}}}$$

sendo, H'observado é a diversidade máxima possível que pode ser observada; H'máximo é a diversidade máxima se todas as espécies apresentarem igual abundância.

8.4.5 Distância Taxonômica

Os índices de diversidade comumente usados resumem as informações de abundância de espécies sem considerar a diferença taxonômica entre elas (Ricotta, 2004). Clarke & Warwick (1998, 1999) criaram o índice de distância taxonômica que considera a abundância e a diferença entre as espécies dentro de um contexto de parentesco.

Este índice descreve a distância taxonômica, ou seja, o comprimento do caminho taxonômico entre dois organismos escolhidos aleatoriamente dentro de uma comunidade³.

Para isso, se calcula o índice de diversidade taxonômica (Δ) que considera a abundância das espécies e a relação taxonômica entre elas. Expresso pela equação:

$$\Delta = \frac{\sum_{i < j} \omega_{ij} x_i x_j}{\sum_{i < j} x_i x_j + \sum_i x_i (x_i - 1) / 2}$$

onde, ω é o peso atribuído a cada mudança no nível taxonômico, ou seja, a distância da espécie i da espécie j ; x é a abundância da i -ésima espécie.

E o índice de distinção taxonômica (Δ^*) que mede a distância taxonômica média entre dois indivíduos, com a restrição de que sejam de espécies diferentes, é expresso por:

$$\Delta^* = \frac{\sum \sum_{i < j} \omega_{ij} x_i x_j}{\sum \sum_{i < j} x_i x_j}$$

sendo, ω é o peso atribuído a cada mudança no nível taxonômico, ou seja, a distância da espécie i da espécie j ; x é a abundância da i -ésima espécie.

Para o cálculo dos índices foram computados cinco níveis taxonômicos acima de espécies: gênero, família superfamília, subordem e ordem e as abundâncias das espécies amostradas no período interglacial e glacial.

³ A premissa deste índice é que a diversidade é maior em uma comunidade em que as espécies são taxonomicamente mais distintas, ou seja, se as espécies estão distribuídas em muitos gêneros deve apresentar uma diversidade maior do que comunidades em que a maioria das espécies pertence a um mesmo gênero.

Todas as análises estatísticas foram feitas no programa PAST (*Paleontological Statistics*, versão 2.10) (Hammer & Harper, 2011).

8.5 Modelo de Idade

O modelo de idade foi construído correlacionando os dados obtidos dos isótopos de oxigênio em foraminíferos planctônicos (*Globigerinoides ruber*) com os dados do SPECMAP (*Spectral Mapping Project*) (Martinson *et al.*, 1987). A correlação dos dados foi feita no programa *AnalySeries* (Paillard *et al.*, 1996).

9 RESULTADOS

Alguns táxons foram identificados apenas em nível genérico, e quando não foi possível a identificação em gênero, foi designada como Gen. *et sp. indet.* seguido por uma letra identificadora. Neste estudo utilizou-se a classificação supragenérica proposta por Libeau (2005).

O material figurado é identificado por um número antecedido pelo prefixo LS, iniciais do nome e último sobrenome da autora da presente dissertação, e se encontra depositado no Laboratório de Microfósseis Calcários da UFRGS.

9.1 Taxonomia

9.1.1 Espécies Autóctones

Subclasse Ostracoda Lattreille, 1802

Superordem Podocopodomorpha Kozur, 1972

Ordem Platycopida Sars, 1866

Superfamília Cytherelloidea Sars, 1866

Família Cytherellidae Sars, 1866

Gênero *Cytherella* Jones, 1894

Cytherella serratula (Brady, 1880)

Est. 1, Fig. 1

Material figurado: LS-01: VD, comp. 1,08 mm, alt. 0,62 mm.

Localidade: Am. 17.

Idade: Pleistoceno.

Material: 1 V adulta.

Ocorrência: Am. 17.

Discussão: Mesma espécie registrada por Whatley & Coles (1987) para o Atlântico Norte, Dingle *et. al.* (1990) no Atlântico Sudeste e Bergue & Coimbra (2008b) no Atlântico Sudoeste. De acordo com Brandão (2008a) os espécimes do Atlântico Sul apresentam diferenças com o material tipo, podendo inclusive, não pertencer a mesma espécie.

***Cytherella* sp.**

Est. 1, Fig. 2

Material figurado: LS-02: VE, comp. 0,60 mm, alt. 0,36 mm.

Localidade: Am. 12.

Idade: Quaternário.

Material: 1 V adulta, 2 V juvenis.

Ocorrência: Am. 10, 12.

Discussão: Mesma espécie registrada por Didié & Bauch (2000) para o noroeste do Oceano Atlântico e por Alvarez Zarikian (2009) para o Atlântico Norte.

Ordem Podocopida Sars, 1866

Subordem Bairdiocopina Gründel, 1967

Superfamília Bairdioidea Sars, 1888

Família Bairdiidae Sars, 1888

Gênero *Bairdoppilata* Coryel, Sample & Jennings, 1935

***Bairdoppilata* sp.**

Est. 1, Figs. 3,4

Material figurado: LS-03, Fig. 3: VD, comp. 1,50 mm, alt. 0,88 mm; LS-04, Fig. 4: VD, comp. 1,40 mm, alt. 0,78 mm.

Localidade: Am. 4.

Idade: Holoceno.

Material: 2 V adultas.

Ocorrência: Am. 4.

Família Bythocyprididae Maddocks, 1969

Gênero *Bythocypris* Brady, 1880

Bythocypris kyamos Whatley, Moguelevsky, Ramos & Coxill, 1998

Est. 1, Fig. 5

Material figurado: LS-05, VD, comp. 1,40 mm, alt. 0,70.

Localidade: Am. 2.

Idade: Quaternário.

Material: 2 V adultas, 8 V juvenis.

Ocorrência: Am. 2, 6, 8, 12, 13.

Bythocypris aff. *B. praerenis* Brandão, 2008

Est. 1, Fig. 6

Material figurado: LS-06, VE, comp. 0,42 mm, alt. 0,22.

Localidade: Am. 14.

Idade: Quaternário.

Material: 3 V juvenis.

Ocorrência: Am. 10, 14.

Discussão: Os espécimes são muito similares a *B. praerenis* Brandão, 2008, mas por serem todos juvenis fica difícil a identificação exata.

Bythocypris sp. 1

Est. 1, Fig. 7

Material figurado: LS-07, VD, comp. 1,52 mm, alt. 0,76.

Localidade: Am. 2.

Idade: Holoceno.

Material: 2 V adultas, 2 V juvenis, 1 C juvenil.

Ocorrência: Am. 2, 8.

***Bythocypris* sp. 2**

Est. 1, Fig. 8

Material figurado: LS-08, VD, comp. 0,56 mm, alt. 0,32.**Localidade:** Am. 14.**Idade:** Pleistoceno.**Material:** 1 V juvenil.**Ocorrência:** Am. 14.**Discussão:** O exemplar é similar a *B. weddellensis* Brandão, 2008, com alguma diferença no contorno.

Subordem Cypridocopina Jones, 1901

Superfamília Pontocypridoidea Müller, 1894

Família Pontocyprididae Müller, 1894

Gênero *Australoecia* Mckenzie, 1967***Australoecia atlantica*** Maddocks, 1977

Est. 1, Figs. 9,10

Material figurado: LS-09, Fig. 9: fêmea, VD, comp. 0,78 mm, alt. 0,44 mm; LS-10, Fig. 10: macho, VE, comp. 0,52 mm, alt. 0,34 mm.**Localidade:** Fig. 9, Am. 17; Fig. 10, Am. 12.**Idade:** Quaternário.**Material:** 4 V adultas; 19 V juvenis.**Ocorrência:** Am. 6, 7, 8, 9, 12, 14, 16, 17.***Australoecia* sp.**

Est. 1, Fig. 11

Material figurado: LS-11, VD, comp. 0,77 mm, alt. 0,41 mm.**Localidade:** Am. 4.**Idade:** Holoceno.**Material:** 1 V adulta.**Ocorrência:** Am. 4.**Discussão:** A espécie apresenta impressões musculares típicas do gênero.

Superfamília Cypridoidea Baird, 1845

Família Cyprididae Baird, 1845

Gênero *Argilloecia* Sars, 1866

Argilloecia caju Yasuhara, Okahashi & Cronin, 2009

Est. 1, Fig. 12

Material figurado: LS-12, VE, comp. 0,58 mm, alt. 0,25.

Localidade: Am. 10.

Idade: Holoceno.

Material: 1 V adulta.

Ocorrência: Am. 10.

Argilloecia sp. 1

Est. 1, Figs. 13, 14

Material figurado: LS-13, Fig. 13: VE, comp. 0,58 mm, alt. 0,22; LS-14, Fig. 14: VD, comp. 0,54 mm, alt. 0,20 mm.

Localidade: Fig. 13, Am. 16; Fig. 14, Am. 14.

Idade: Quaternário.

Material: 6 V adultas, 31 V juvenis.

Ocorrência: Am. 3, 4, 7, 8, 9, 10, 14, 16.

Discussão: Similar a *A. acuminata* Müller, 1894. Diferencia-se na região póstero-ventral por ser mais arredondada.

Argilloecia sp. 2

Est. 1, Fig. 15

Material figurado: LS-15, VD, comp. 0,48 mm, alt. 0,18 mm.

Localidade: Am. 9.

Idade: Holoceno.

Material: 1 V juvenil.

Ocorrência: Am. 9.

Discussão: Encontrada somente uma valva juvenil impossibilitando a sua identificação específica.

Superfamília Macrocypridoidea Müller, 1912

Família Macrocyprididae Müller, 1912

Gênero *Macropyxis* Maddocks, 1990

Macropyxis alanlordi Brandão, 2008

Est. 2, Figs, 1-3

Material figurado: LS-16, Fig. 1, 2: VE, comp. 1,90 mm, alt. 0,73 mm; LS-17, Fig. 3: VD, J, comp. 1,18, alt. 0,72 mm.

Localidade: Figs. 1, 2, Am. 12; Fig. 3, Am. 13.

Idade: Pleistoceno.

Material: 1 V adulta, 6 V juvenis.

Ocorrência: Am. 12, 13.

Macropyxis sp. 1

Est. 2, Fig. 4

Material figurado: LS-18, VE, comp. 1,12 mm, alt. 0,45.

Localidade: Am. 10.

Idade: Quaternário.

Material: 2 V adultas, 5 V juvenis.

Ocorrência: Am. 7, 10, 12, 16.

Discussão: Mesma espécie registrada por Nicolaidis (2008) para a Bacia de Campos, Brasil. Difere de *M. alanlordi* Brandão, 2008 pela margem ventral mais retilínea, ângulo dorsal mais pronunciado e tamanho menor.

Macropyxis sp. 2

Est. 2, Fig. 5

Material figurado: LS-19, VD, comp. 0,72 mm, alt. 0,32.

Localidade: Am. 17.

Idade: Quaternário.

Material: 7 V juvenis.

Ocorrência: Am. 6, 7, 8, 17.

Discussão: Os espécimes aqui registrados são todos juvenis, impossibilitando a identificação específica.

Subordem Cytherocopina Gründel, 1967
 Infraordem Nomocytherinina Liebau, 1991
 Superfamília Trachyleberidoidea Sylvester-Bradley, 1948
 Família Trachyleberididae Sylvester-Bradley, 1948
 Gênero *Apatihowella* Jellinek & Swanson, 2003
Apatihowella (Apatihowella) melobesioides (Brady, 1869)
 Est. 2, Fig. 6

Material figurado: LS-20, VE, comp. 0,78 mm, alt. 0,48 mm.

Localidade: Am. 12.

Idade: Quaternário.

Material: 3 V adultas, 24 V juvenis.

Ocorrência: Am. 2, 4, 7, 8, 12, 13, 14, 16, 17.

Gênero *Henryhowella* Puri, 1957
Henryhowella asperrima (Reus, 1850)
 Est. 2, Fig. 7

Material figurado: LS-21, VE, comp. 0,94 mm, alt. 0,60 mm.

Localidade: Am. 13.

Idade: Quaternário.

Material: 2 V adultas, 1 V juvenis.

Ocorrência: Am. 3, 13, 14.

Família Cytherettidae Triebel, 1952
 Gênero *Ambocythere* Bold, 1957
Ambocythere sp.
 Est. 2, Figs. 8

Material figurado: LS-22, VE, fêmea, comp. 0,60 mm, alt. 0,32 mm.

Localidade: Am. 16.

Idade: Quaternário.

Material: 2 V adultas.

Ocorrência: Am. 7, 16.

Discussão: Mesma espécie registrada por Nicolaidis (2008) para a Bacia de Campos, Brasil.

Família Hemicytheridae Puri, 1953

Gênero *Poseidonamicus* Benson, 1972

Poseidonamicus pintoi Benson, 1972

Est. 2, Figs. 9

Material figurado: LS-23, VE, macho, comp. 0,82 mm, alt. 0,53 mm.

Localidade: Am. 20.

Idade: Quaternário.

Material: 1 V adulta, 8 V juvenis.

Ocorrência: Am. 2, 8, 10, 12, 17, 20.

Superfamília Cytherideoidea Baird, 1850

Família Krithidae Mandelstam, 1960

Gênero *Krithe* Brady, Crooskey & Robertson, 1874

Krithe coimbrai Carmo & Sanguinetti, 1999

Est. 2, Figs. 10-12

Material figurado: LS-24, Fig. 10: VE, macho, comp. 0,83 mm, alt. 0,54 mm; LS-25, Fig. 11: VD, macho, comp. 0,80 mm, alt. 0,51 mm; LS-26, Fig. 12: VE, fêmea, comp. 0,86 mm, alt. 0,53 mm.

Localidade: Fig. 10, 11, Am. 9; Fig. 12, Am. 8.

Idade: Holoceno.

Material: 5 V adultas, 1 V juvenil.

Ocorrência: Am. 8, 9.

Krithe dolichodeira Bold, 1946

Est. 2, Figs. 13-15

Material figurado: LS-27, Fig. 13: VD, comp. 0,88 mm, alt. 0,42 mm; LS-28, Fig. 14: VE, comp. 0,83 mm, alt. 0,41; LS-29, Fig. 15, VD, comp. 0,72 mm, alt. 0,38 mm.

Localidade: Fig. 13, Am. 7; Fig. 14, Am. 3; Fig. 15, Am. 14.

Idade: Quaternário.

Material: 15 V adultas, 22 V juvenis, 1 C juvenil.

Ocorrência: Am. 3, 4, 6, 8, 14, 16.

Krithe minima Coles, Whatley & Moguevsky, 1994

Est. 3, Figs. 1,2

Material figurado: LS-30, Fig. 1, 2: VE, comp. 0,60 mm, alt. 0,26 mm.

Localidade: Figs. 1, 2, Am. 7.

Idade: Pleistoceno.

Material: 1 V adulta.

Ocorrência: Am. 7.

Krithe morkhoveni morkhoveni Bold, 1960

Est. 3, Figs. 3, 4

Material figurado: LS-31, Fig. 3: VD, comp. 0,66 mm, alt. 0,30 mm; LS-32, Fig. 4: VD, comp. 0,79 mm, alt. 0,41 mm.

Localidade: Fig. 3, Am. 12, Fig. 4, Am. 14.

Idade: Pleistoceno.

Material: 4 V adultas, 4 V juvenis.

Ocorrência: Am. 12, 14.

Krithe pernoides sinuosa Ciampo, 1986

Est. 3, Figs. 5, 6

Material figurado: LS-33, Fig. 5, VD, comp. 0,63 mm, alt. 0,31 mm; LS-34, Fig. 6: VD, comp. 0,70 mm, alt. 0,38 mm.

Localidade: Fig. 5, Am. 6, Fig. 6, Am. 3.

Idade: Quaternário.

Material: 3 V adultas, 4 V juvenis.

Ocorrência: Am. 3, 6, 17.

Krithe reversa Bold, 1958

Est. 3, Figs. 7-9

Material figurado: LS-35, Fig. 7, VD, comp. 0,70 mm, alt. 0,30 mm; LS-36, Fig. 8: VE, comp. 0,72 mm, alt. 0,33 mm; LS-37, Fig. 9: VD, comp. 0,67 mm, alt. 0,28 mm.

Localidade: Figs. 7, 8, Am. 2, Fig. 9, Am. 4.

Idade: Holoceno.

Material: 4 V adultas, 2 V juvenis.

Ocorrência: Am. 2, 4.

Krithe trinidadensis Bold, 1958

Est. 3, Figs, 10, 11

Material figurado: LS-38, Fig. 10, VE, comp. 0,87 mm, alt. 0,55 mm; LS-39, Fig. 11: VE, comp. 0,82 mm, alt. 0,47 mm.

Localidade: Fig. 10, Am. 16, Fig. 11, Am. 7.

Idade: Quaternário.

Material: 8 V adultas, 50 V juvenis.

Ocorrência: Am. 2, 3, 4, 7, 9, 10, 12, 13, 14, 16, 17, 18, 20.

Krithe sp.

Est. 3, Fig. 12

Material figurado: LS-40, VD, comp. 0,44 mm, alt. 0,20 mm.

Localidade: Am. 13.

Idade: Pleistoceno.

Material: 2 V juvenis.

Ocorrência: Am. 13.

Discussão: A ausência de espécimes adultos impossibilita a identificação da espécie.

Gênero *Parakrithe* Bold, 1958

Parakrithe sp.

Est. 3, Figs. 13, 14

Material figurado: LS-41, Fig. 13, VD, comp. 0,54 mm, alt. 0,22 mm; LS-42, Fig. 14: VD, comp. 0,54 mm, alt. 0,23 mm.

Localidade: Fig. 13, Am. 12, Fig. 14, Am. 17.

Idade: Quaternário.

Material: 3 V adultas.

Ocorrência: Am. 7, 12, 17.

Família Eucytheridae Puri, 1954

Gênero *Rotundracythere* Mandelstam, 1958

Rotundracythere sp.

Est. 3, Figs. 15

Material figurado: LS-43, VD, comp. 0,33 mm, alt. 0,26 mm.

Localidade: Am. 2.

Idade: Holoceno.

Material: 1 V adulta.

Ocorrência: Am. 2.

Superfamília Cytheroidea Baird, 1950

Família Microcytheridae Klie, 1938

Gênero *Microcythere* Müller, 1894

Microcythere cronini Bergue & Coimbra, 2008

Est. 4, Fig. 1

Material figurado: LS-44, VE, macho, comp. 0,22 mm, alt. 0,10 mm.

Localidade: Am. 16.

Idade: Pleistoceno.

Material: 1 V adulta, 1 V juvenil.

Ocorrência: Am. 16.

Microcythere sp. 1

Est. 4, Fig. 2

Material figurado: LS-45, VE, comp. 0,27 mm, alt. 0,14 mm.**Localidade:** Am. 17.**Idade:** Pleistoceno.**Material:** 3 V adultas.**Ocorrência:** Am. 13, 14, 17.*Microcythere* sp. 2

Est. 4, Fig. 3

Material figurado: LS-46, VE, comp. 0,44 mm, alt. 0,21 mm.**Localidade:** Am. 4.**Idade:** Holoceno.**Material:** 3 V adultas, 2 V juvenis.**Ocorrência:** Am. 2, 4, 10.

Família Cytheridae Baird, 1850

Gênero *Ruggieriella* Colalongo & Pasini, 1980*Ruggieriella* sp.

Est. 4, Fig. 4

Material figurado: LS-47, VE, comp. 0,53 mm, alt. 0,25 mm.**Localidade:** Am. 14.**Idade:** Pleistoceno.**Material:** 1 V adulta, 1 V juvenil.**Ocorrência:** Am. 12, 14.Gênero *Saida* Hornibrook, 1952*Saida minuta* Bergue & Coimbra, 2008

Est. 4, Fig. 5

Material figurado: LS-48, VD, comp. 0,42 mm, alt. 0,21 mm.

Localidade: Am. 4.

Idade: Holoceno.

Material: 4 V adultas, 5 V juvenis.

Ocorrência: Am. 4, 6, 7, 8.

Família Cytheruridae Müller, 1894

Gênero *Aversoalva* Hornibrook, 1987

Aversoalva atlantica Whatley & Coles, 1987

Est. 4, Fig. 6

Material figurado: LS-49, VE, comp. 0,50 mm, alt. 0,27 mm.

Localidade: Am. 7.

Idade: Holoceno.

Material: 1 V adulta.

Ocorrência: Am. 7.

Aversoalva cf. *A. hydrodynamica* Whatley & Coles, 1987

Est. 4, Fig. 7, 8

Material figurado: LS-50, Fig. 7: VE, comp. 0,41 mm, alt. 0,18 mm; LS-51, Fig. 8: VD, comp. 0,39 mm, alt. 0,23 mm.

Localidade: Fig. 7, Am. 9; Fig. 8, Am. 7.

Idade: Holoceno.

Material: 3 V adultas, 1 V juvenil.

Ocorrência: Am. 7, 9.

Discussão: Difere de *A. hydrodynamica* na ausência de denticulação na região anterior.

Aversoalva sp. 1

Est. 4, Fig. 9

Material figurado: LS-52, VE, comp. 0,32 mm, alt. 0,18 mm.

Localidade: Am. 13.

Idade: Pleistoceno.

Material: 1 V adulta.

Ocorrência: Am. 13.

Aversovalva sp. 2

Est. 4, Fig. 10

Material figurado: LS-53, VD, juvenil, comp. 0,21 mm, alt. 0,10 mm.

Localidade: Am. 18.

Idade: Pleistoceno.

Material: 1 V juvenil.

Ocorrência: Am. 18.

Gênero *Cytheropteron* Sars, 1866

Cytheropteron amphigyum Bergue & Coimbra, 2008

Est. 4, Fig. 11

Material figurado: LS-54, VD, comp. 0,48 mm, alt. 0,26 mm.

Localidade: Am. 6.

Idade: Holoceno.

Material: 2 V adultas.

Ocorrência: Am. 6, 7.

Cytheropteron dubium Colalongo & Pasini, 1980

Est. 4, Fig. 12

Material figurado: LS-55, VD, comp. 0,52 mm, alt. 0,29 mm.

Localidade: Am. 14.

Idade: Quaternário.

Material: 4 V adultas, 1 V juvenil.

Ocorrência: Am. 8, 9, 10, 14.

Cytheropteron porterae Whatley & Coles, 1987

Est. 4, Figs. 13, 14

Material figurado: LS-56, Fig. 13: VE, comp. 0,51 mm, alt. 0,30 mm; LS-57, Fig. 14: VD, comp. 0,42 mm, alt. 0,25 mm.

Localidade: Fig. 13, Am. 2; Fig. 14, Am. 7.

Idade: Holoceno.

Material: 4 V adultas, 1 V juvenil.

Ocorrência: Am. 2, 7, 8.

Cytheropteron sp. 1

Est. 4, Fig. 15

Material figurado: LS-58, VD, comp. 0,41 mm, alt. 0,25 mm.

Localidade: Am. 2.

Idade: Holoceno.

Material: 1 V adulta, 1 V juvenil.

Ocorrência: Am. 2.

Cytheropteron sp. 2

Est. 5, Fig. 1

Material figurado: LS-59, VE, comp. 0,30 mm, alt. 0,21 mm.

Localidade: Am. 2.

Idade: Holoceno.

Material: 4 V adultas.

Ocorrência: Am. 1, 3, 7, 8.

Cytheropteron sp. 3

Est. 5, Fig. 2

Material figurado: LS-60, VD, juvenil, comp. 0,26 mm, alt. 0,18 mm.

Localidade: Am. 10.

Idade: Holoceno.

Material: 1 V juvenil.

Ocorrência: Am. 10.

Discussão: Muito similar a *C. didieae* Yasuhara, Okahashi & Cronin, 2009. Possivelmente juvenil da espécie, diferenciando do adulto por detalhes no contorno.

Gênero *Eucytherura* Müller, 1894

***Eucytherura* sp. 1**

Est. 5, Fig. 3

Material figurado: LS-61, VE, comp. 0,25 mm, alt. 0,14 mm.

Localidade: Am. 18.

Idade: Pleistoceno.

Material: 1 V Adulta.

Ocorrência: Am. 18.

***Eucytherura* sp. 2**

Est. 5, Fig. 4

Material figurado: LS-62, VE, comp. 0,35 mm, alt. 0,19 mm.

Localidade: Am. 9.

Idade: Holoceno.

Material: 2 V adultas.

Ocorrência: Am. 9.

Discussão: Espécie similar a *Eucytherura* sp. 3 (Yasuraha *et al.*, 2009c), difere na região anterior, por ser arredondada. *Eucytherura* sp. 2 (Whatley & Coles, 1987), no entanto, não apresenta reticulação. *Eucytherura multituberculata* Ayress, Whatley, Downing & Millson, 1995 possui carapaça mais robusta e espinhosa.

***Eucytherura* sp. 3**

Est. 5, Fig. 5

Material figurado: LS-63, VE, comp. 0,35 mm, alt. 0,23 mm.

Localidade: Am. 3.

Idade: Holoceno.

Material: 2 V adultas, 1 V juvenil.

Ocorrência: Am. 3, 9.

Discussão: Possivelmente a mesma espécie registrada por Bergue & Coimbra (2008b) como *Eucytherura* sp., na Bacia de Santos, Brasil.

Gênero *Hemiparacytheridea* Herrig, 1963

***Hemiparacytheridea* sp.**

Est. 5, Fig. 6

Material figurado: LS-64, VE, comp. 0,22 mm, alt. 0,18 mm.

Localidade: Am. 2.

Idade: Holoceno.

Material: 1 V adulta.

Ocorrência: Am. 2.

Discussão: Possivelmente a mesma espécie registrada por Bergue & Coimbra (2008) na Bacia de Santos, Brasil.

Gênero *Pedicythere* Eagar, 1965

***Pedicythere* sp.**

Est. 5, Fig. 7

Material figurado: LS-65, VE, comp. 0,42 mm, alt. 0,28 mm.

Localidade: Am. 12.

Idade: Pleistoceno.

Material: 1 V adulta.

Ocorrência: Am. 12.

Infraordem Archaeocytherinina Libeau, 1991

Superfamília Bythocytheroidea Sars, 1929

Família Bythocytheridae Sars, 1929

Gênero *Bythoceratina* Hornibrook, 1952

***Bythoceratina* sp.**

Est. 5, Fig. 8

Material figurado: LS-66, VE, comp. 0,43 mm, alt. 0,28 mm.

Localidade: Am. 12.

Idade: Quaternário.

Material: 2 V adultas, 1 V juvenil.

Ocorrência: Am. 8, 12.

Gênero *Pseudocythere* Sars, 1866

Pseudocythere caudata Sars, 1866

Est. 5, Fig. 9

Material figurado: LS-67, VE, comp. 0,52 mm, alt. 0,23 mm.

Localidade: Am. 6.

Idade: Holoceno.

Material: 1 V adulta.

Ocorrência: Am. 6.

Pseudocythere sp. 1

Est. 5, Fig. 10, 11

Material figurado: LS-68, Fig. 10: VE, comp. 0,56 mm, alt. 0,28 mm; LS-69, Fig. 11: VD, valva quebrada.

Localidade: Fig. 10, Am. 13; Fig. 11, Am. 10

Idade: Quaternário.

Material: 4 V adultas, 1 V juvenil.

Ocorrência: Am. 4, 7, 10, 13.

Pseudocythere sp. 2

Est. 5, Fig. 12

Material figurado: LS-70, VD, comp. 0,44 mm, alt. 0,24 mm.

Localidade: Am. 10.

Idade: Holoceno.

Material: 2 V adultas.

Ocorrência: Am. 9, 10.

Superfamília Paradoxostomatoidea Brady & Norman, 1889

Família Paradoxostomatidae Brady & Norman, 1889

Gênero *Paradoxostoma* Fischer, 1835

Paradoxostoma sp.

Est. 5, Fig. 13

Material figurado: LS-71, VE, comp. 0,60 mm, alt. 0,23 mm.

Localidade: Am. 6.

Idade: Holoceno.

Material: 3 V adultas.

Ocorrência: Am. 6, 7, 10.

Superfamília Xestoleberidoidea Sars, 1928

Família Xestoleberididae Sars, 1928

Gênero *Xestoleberis* Sars, 1866

Xestoleberis sp. 1

Est. 5, Fig. 14

Material figurado: LS-72, VE, comp. 0,37 mm, alt. 0,18 mm.

Localidade: Am. 7.

Idade: Quaternário.

Material: 6 V adultas, 4 V juvenis.

Ocorrência: Am. 2, 7, 10, 12, 14, 16, 17.

Xestobeleris sp. 2

Est. 5, Fig. 15

Material figurado: LS-73, VE, comp. 0,32 mm, alt. 0,25 mm.

Localidade: Am. 2.

Idade: Quaternário.

Material: 4 V adultas, 5 juvenis.

Ocorrência: Am. 2, 4, 8, 18, 20.

Xestoleberis sp. 3

Est. 6, Fig. 1

Material figurado: LS-74, VE, comp. 0,35 mm, alt. 0,25 mm.**Localidade:** Am. 7.**Idade:** Holoceno.**Material:** 3 V adultas, 4 V juvenis.**Ocorrência:** Am. 7, 9.Gen. *et* sp. indet. A

Est. 6, Fig. 2

Material figurado: LS-75, VE, comp. 0,28 mm, alt. 0,18 mm.**Localidade:** Am. 7.**Idade:** Holoceno.**Material:** 1 V adulta.**Ocorrência:** Am. 7.

9.1.2 Espécies Alóctones

Ordem Podocopida Sars, 1866

Subordem Cypridocopida Jones, 1901

Superfamília Cypridoidea Baird, 1845

Família Cyprididae Baird, 1845

Gênero *Pontocypris* Sars, 1866***Pontocypris* sp.**

Subordem Cytherocopina Gründel, 1967

Infraordem Nomocytherinini Libeau, 1991

Superfamília Cytheroidea Baird, 1950

Família Cytheruridae Müller, 1894

Gênero *Cytherura* Sars, 1866

Cytherura sp. 1

Cytherura sp. 2

Cytherura sp. 3

Cytherura sp. 4

Gênero *Hemicytherura* Elofson, 1941

Hemicytherura sp. 1

Hemicytherura sp. 2

Hemicytherura sp. 3

Hemicytherura sp. 4

Gênero *Hemingwayella* Neale, 1975

Hemingwayella sp. 1

Hemingwayella sp. 2

Gênero *Kangarina* Coryel & Fields, 1937

Kangarina sp.

Gênero *Oculocytheropteron* Bate, 1972

Oculocytheropteron circumconstatum Ramos, Coimbra, Whatley & Moguevsky, 1999

Oculocytheropteron delicatum Ramos, Coimbra, Whatley & Moguevsky, 1999

Oculocytheropteron sp. 1

Gênero *Paracytheridea* Müller, 1894

Paracytheridea sp. 1

Paracytheridea sp. 2

Paracytheridea sp. 3

Gênero *Semicytherura* Wagner, 1957

Semicytherura sp. 1

Semicytherura sp. 2

Semicytherura sp. 3

Família Leptocytheridae Hanai, 1957

Gênero *Callystocythere* Ruggieri, 1953

***Callystocythere* sp.**

Família Loxoconchidae Sars, 1866

Gênero *Loxoconcha* Sars, 1866

***Loxoconcha bullata* Hartmann, 1956**

***Loxoconcha* sp. 1**

***Loxoconcha* sp. 2**

Gênero *Loxocorniculum* Benson & Coleman, 1963

***Loxocorniculum* sp.**

Superfamília Trachyleberidoidea Sylvester-Bradley, 1948

Família Hemicytheridae Puri, 1953

Subfamília Hemicytherinae Puri, 1953

Gênero *Meridionalicythere* Whatley, Chadwick, Coxill & Toy, 1987

***Meridionalicythere? dubia* Ramos, 1998**

***Meridionalicythere* sp.**

Subfamília Bradleyinae Benson, 1972

Gênero *Bradleya* Hornibrook, 1952

***Bradleya* sp.**

Subfamília Orionininae Puri, 1953

Gênero *Caudites* Coryell & Fiels, 1937

***Caudites nipeensis* Bold, 1946**

***Caudites vandenboldi* Coimbra & Ornellas, 1987**

Gênero *Neocaudites* Puri, 1960

***Neocaudites* sp.**

Subfamília Coquimbinae Ohmert, 1968

Gênero *Coquimba* Ohmert, 1968

Coquimba sp. 1

Coquimbra sp. 2

Gênero *Cornucoquimba* Ohmert, 1968

Cornucoquimba conulata Ramos, 1996

Cornucoqimba sp.

Família Cytherettidae Triebel, 1952

Gênero *Cytheretta* Müller, 1894

Cytheretta sp.

Superfamília *Cytherideoidea* Baird, 1850

Família *Eucytheridae* Puri, 1954

Gênero *Eucythere* Brady, 1868

Eucythere sp. 1

Eucythere sp. 2

Gênero *Rotundracythere* Mandelstam, 1958

Rotundracythere sp. 1

Rotundracythere sp. 2

Gen. *et* sp. indet 1

Gen. *et* sp. indet 2

Gen. *et* sp. indet 3

Gen. *et* sp. indet 4

9.2 Análise Faunística

Foram reconhecidas 50 espécies de ostracodes autóctones, distribuídas em 26 gêneros e 17 famílias (Tabs. 1, 2), sendo um destes gêneros indeterminado⁴.

⁴ Os dados brutos de todas as amostras estão no APÊNDICE B.

Tabela 1. Número de espécies autóctones por gênero.

Gênero	Nº de spp.	Gênero	Nº de spp.
<i>Krithe</i>	7	<i>Apatihowella</i>	1
<i>Cythreropteron</i>	5	<i>Bairdopilata</i>	1
<i>Xestoleberis</i>	3	<i>Bythoceratina</i>	1
<i>Pseudocythere</i>	3	<i>Hemiparacytheridea</i>	1
<i>Microcythere</i>	3	<i>Henryhowella</i>	1
<i>Eucytherura</i>	3	<i>Paradoxostoma</i>	1
<i>Aversoalva</i>	3	<i>Parakrithe</i>	1
<i>Macropyxis</i>	2	<i>Pedicythere</i>	1
<i>Cytherella</i>	2	<i>Poseidonamicus</i>	1
<i>Bythocypris</i>	2	<i>Rotundracythere</i>	1
<i>Australoecia</i>	2	<i>Ruggieriella</i>	1
<i>Argilloecia</i>	2	<i>Saida</i>	1
<i>Ambocythere</i>	1	Gen. <i>et</i> sp. indet. A	1

Tabela 2. Número de gêneros autóctones por família.

Família	Nº de gêneros	Família	Nº de gêneros
Cytheruridae	5	Cytherettidae	1
Bythocyprididae	2	Eucytheridae	1
Bythocytheridae	2	Hemicytheridae	1
Cytheridae	2	Macrocyprididae	1
Krithidae	2	Microcytheridae	1
Trachyleberididae	2	Paradoxostomatidae	1
Bardiidae	1	Pontocyprididae	1
Cyprididae	1	Xestoleberididae	1
Cytherellidae	1		

A fauna de ostracodes variou significativamente em sua riqueza e abundância ao longo do testemunho. A amostra 7 apresentou o maior número de espécies e maior abundância de valvas (= espécimes). As amostras 18 e 20 tiveram um número baixíssimo de espécies e, na amostra 18, foi encontrado o menor número de valvas (Figs. 25, 26).

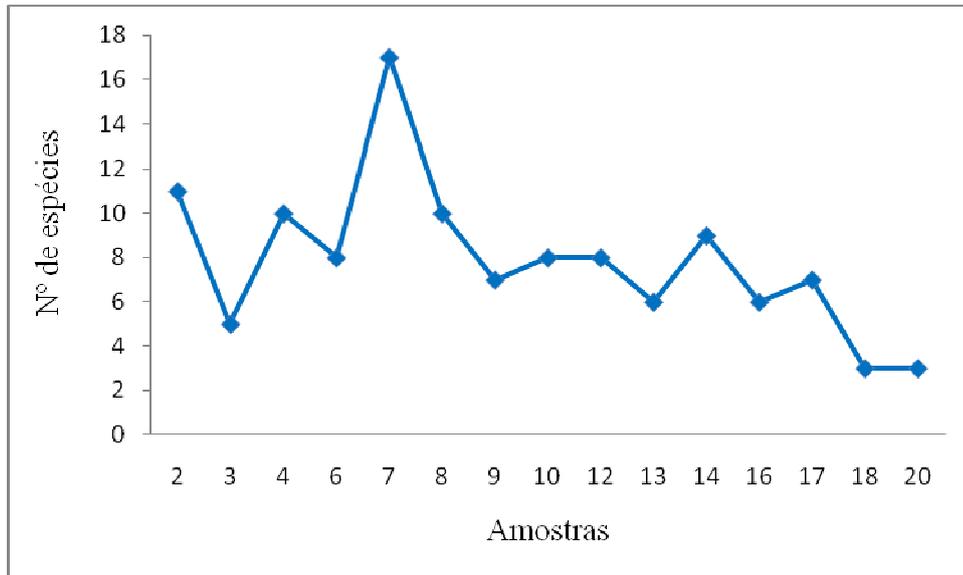


Figura 25. Total de número de espécies por amostra.

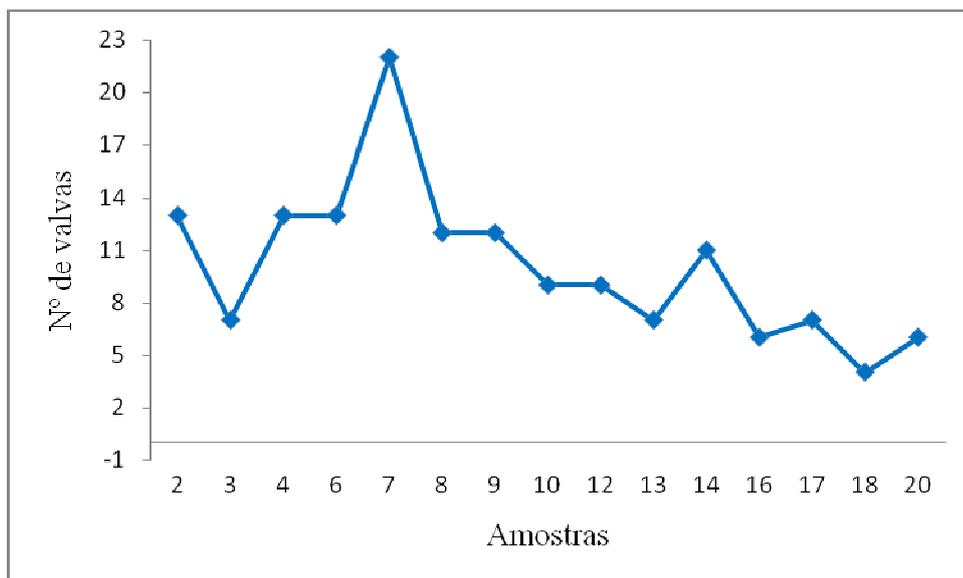


Figura 26. Total de número de valvas por amostra.

A diversidade de espécies⁵ (índice de diversidade de Shannon-Wiever) variou de 2,81 à 0,86 nats.ind^{-1} (Fig. 27). As amostras 16 e 17 apresentaram equitabilidade máxima (1), *i.e.*,

⁵ Os dados brutos de diversidade e abundância estão no APÊNDICE C.

contribuição igual entre as espécies; a equitabilidade menor foi encontrada na amostra 20 (0,78) (Fig. 28).

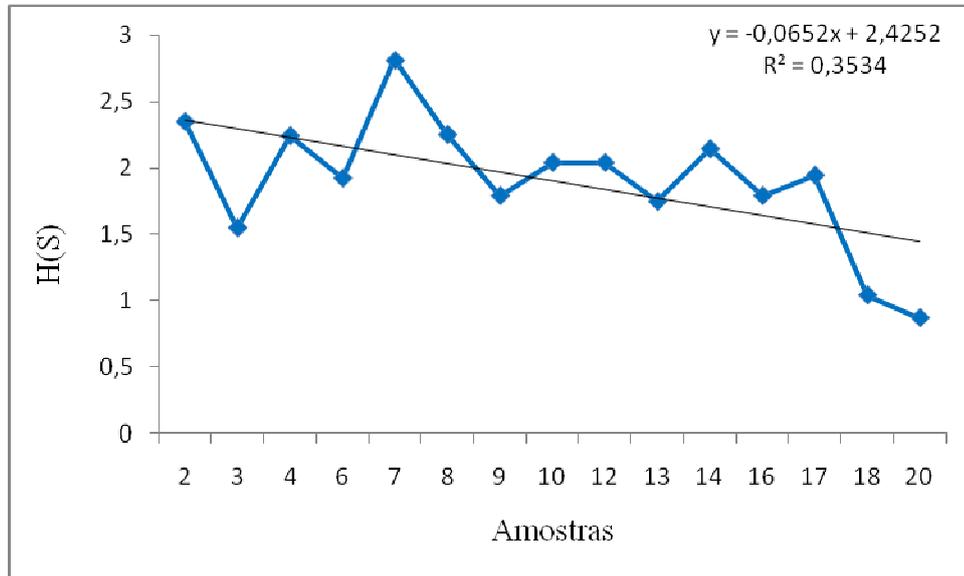


Figura 27. Índice de diversidade de Shannon-Wiever ($r = -0,60$).

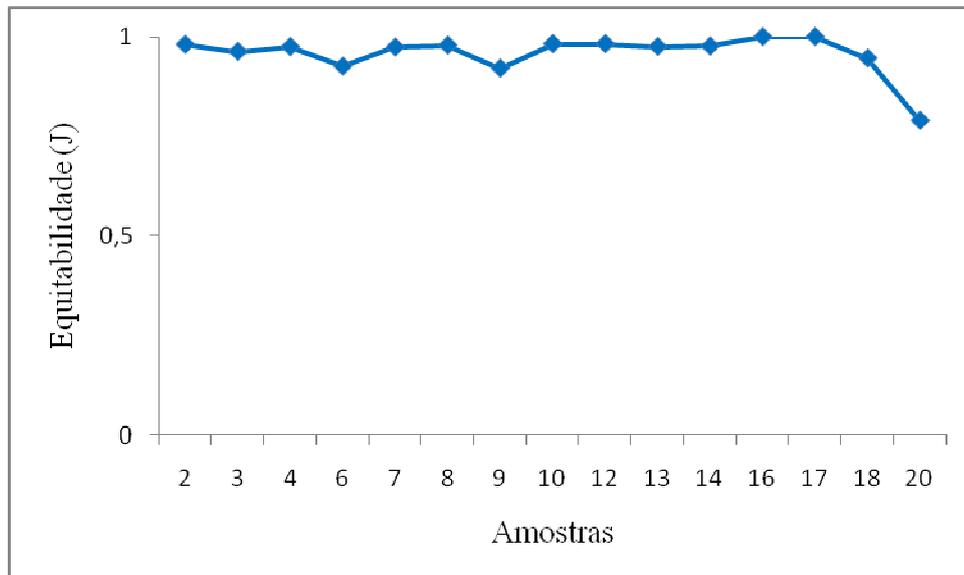


Figura 28. Contribuição de cada espécie na amostra.

A análise de agrupamento por similaridade entre as amostras (índice de Jaccard), com intervalo de confiança de 95% e *bootstrap* de 1.000 réplicas, mostrou dois agrupamentos fortemente sustentados (100%), com separação entre as amostras 10 e 12 (Fig. 29). A análise por Distância Euclidiana não resultou em nenhum agrupamento, colapsando a maioria dos ramos.

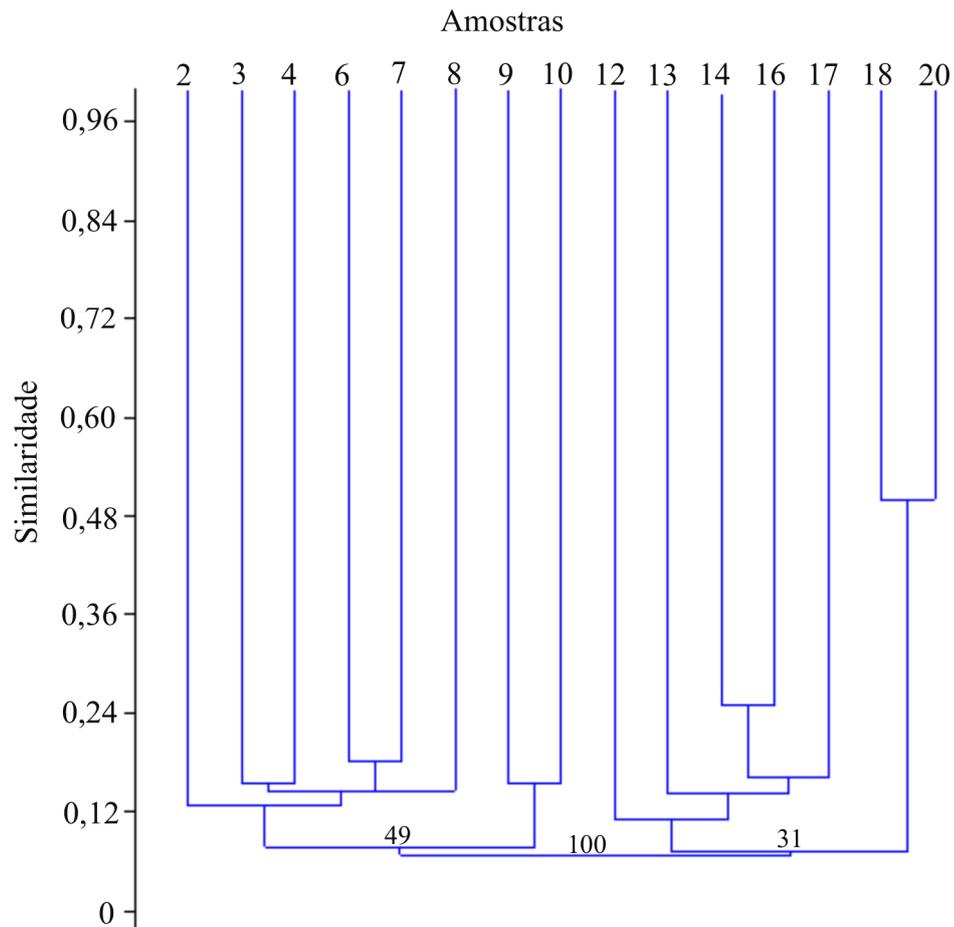


Figura 29. Agrupamento por similaridade de Jaccard (coeficiente de correlação = 0,669).

Os gêneros mais diversificados foram *Krithe* (7 espécies) e *Cytheropteron* (5 espécies). O gênero *Krithe* foi o dominante, com índice de dominância de 26,66% (Fig. 30), seguido por *Xestoleberis* (14,66%) e *Cytheropteron* (10%). *Krithe* domina em 10 amostras e empata com *Macropyxis* em uma; *Xestoleberis* e *Cytheropteron* dominam em duas e uma, respectivamente, e empatam em uma (Tab.3).

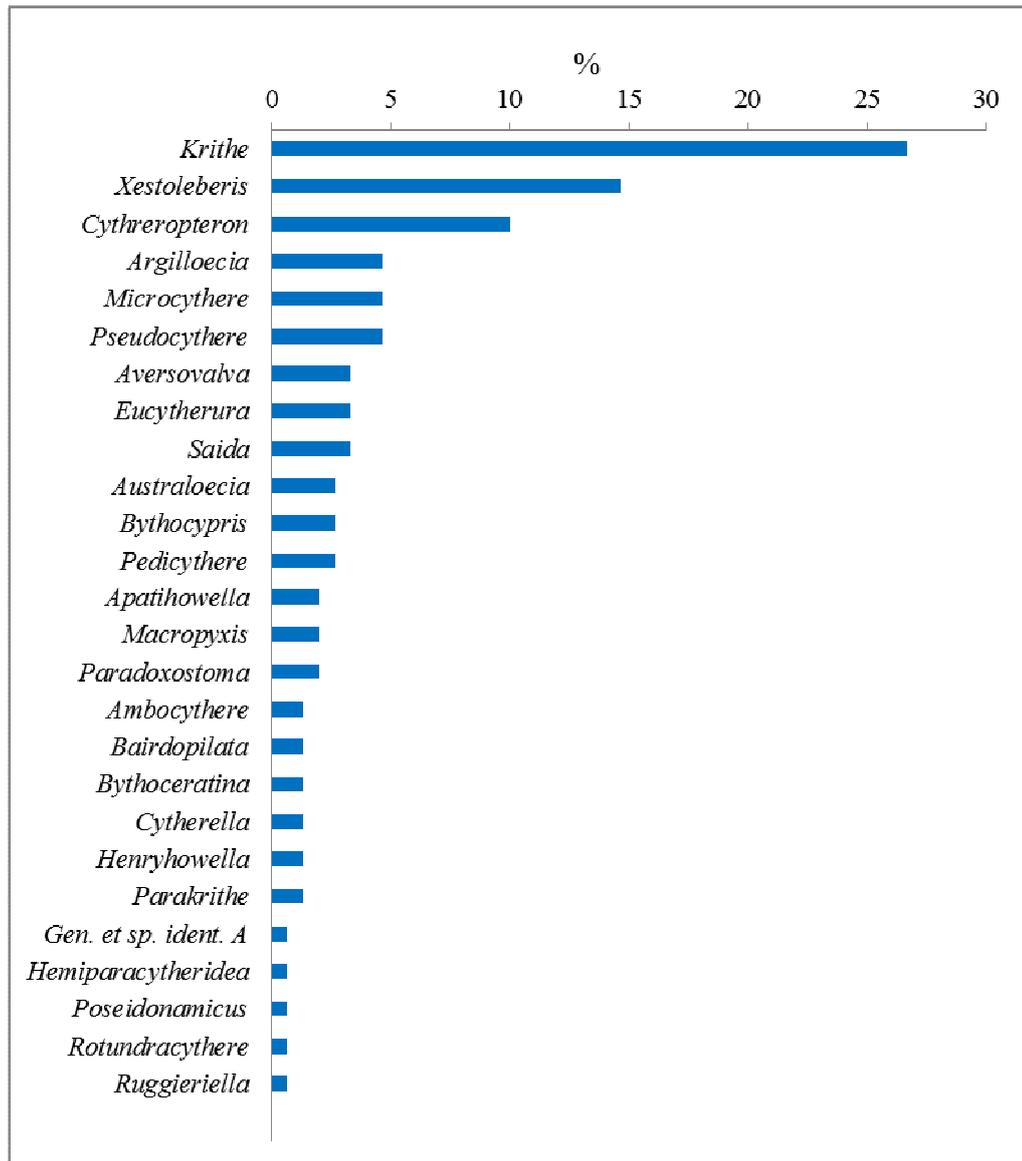


Figura 30. Dominância de cada gênero autóctone.

Tabela 3. Número de espécies por gênero em cada amostra e a dominância correspondente.

Gêneros	Am.2	Am.3	Am.4	Am.6	Am.7	Am.8	Am.9	Am.10	Am.12	Am.13	Am.14	Am.16	Am.17	Am.8	Am.20	Total	Dominância (%)
<i>Krithe</i>	2	3	3	5	5	3	4	0	2	2	4	2	2	2	1	40	26,67
<i>Xestoleberis</i>	3	0	2	0	4	1	1	2	1	0	1	1	1	1	4	22	14,67
<i>Cytheropteron</i>	3	1	0	1	3	4	1	1	0	0	1	0	0	0	0	15	10,00
<i>Argilloecia</i>	0	2	1	0	0	1	0	1	0	0	1	1	0	0	0	7	4,67
<i>Microcythere</i>	1	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1	1	1	0	0	7	4,67
<i>Pseudocythere</i>	0	0	1	1	1	0	1	2	0	1	0	0	0	0	0	7	4,67
<i>Aversovalva</i>	0	0	0	0	2	0	2	0	0	1	0	0	0	0	0	5	3,33
<i>Eucytherura</i>	0	1	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	1	0	5	3,33
<i>Saida</i>	0	0	1	2	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	3,33
<i>Australoecia</i>	0	0	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	4	2,67
<i>Bythocypris</i>	2	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	2,67
<i>Pedicythere</i>	0	0	1	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	4	2,67
<i>Apatihowella</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	3	2,00
<i>Macropyxis</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	3	2,00
<i>Paradoxostoma</i>	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	3	2,00
<i>Ambocythere</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	2	1,33
<i>Bairdopilata</i>	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1,33
<i>Bythoceratina</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	1,33
<i>Cytherella</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	2	1,33
<i>Henryhowella</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2	1,33
<i>Parakrithe</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1,33
<i>Gen. et sp. ident. A</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,67
<i>Hemiparacytheridea</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,67
<i>Poseidonamicus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0,67
<i>Rotundracythe</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,67
<i>Ruggieriella</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0,67

9.2.1 Presença de Juvenis

Os juvenis correspondem a maioria (61%) das valvas encontradas em todas as amostras (Fig. 31). A amostra 12 apresentou 74% de juvenis em sua composição faunística (Fig. 32).

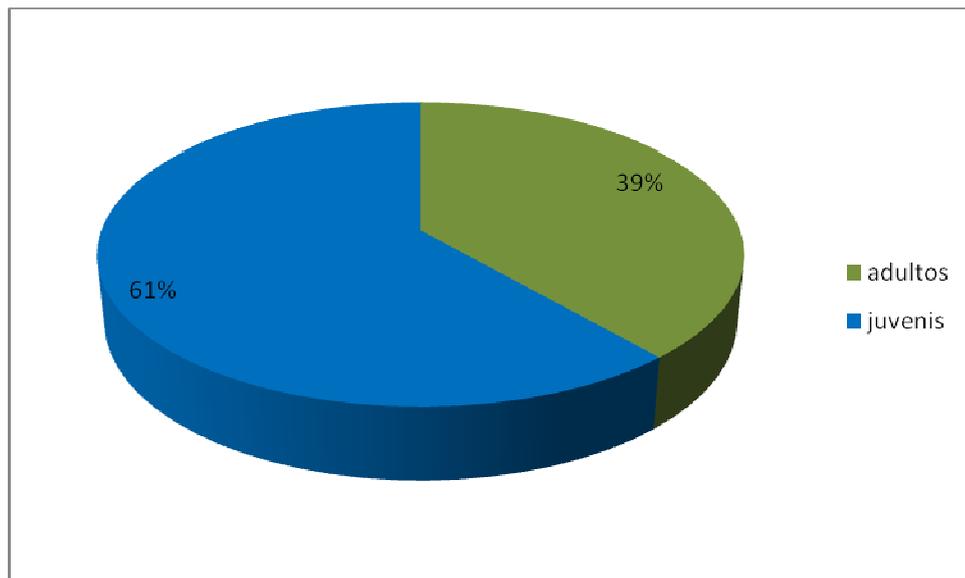


Figura 31. Relação entre valvas adultas e juvenis.

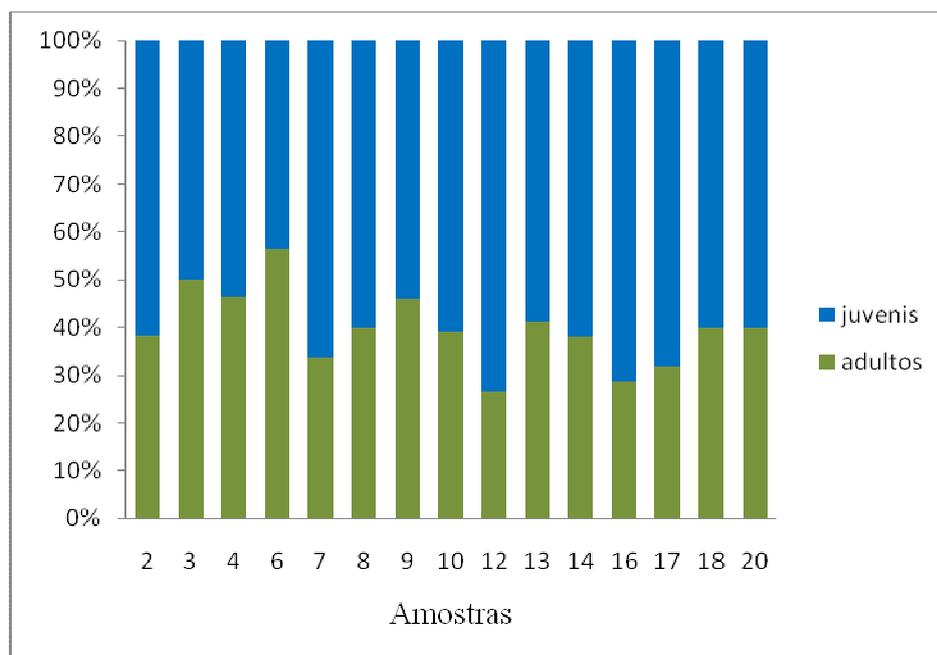


Figura 32. Contribuição de valvas adultas e juvenis por amostra.

9.2.2 A Fauna Alóctone

As espécies alóctones correspondem a 31% do total de valvas recuperadas (Fig. 33). As amostras 14 e 16 não continham fauna alóctone, em oposição a amostra 17 apresentou 48% de alóctones (Fig. 34).

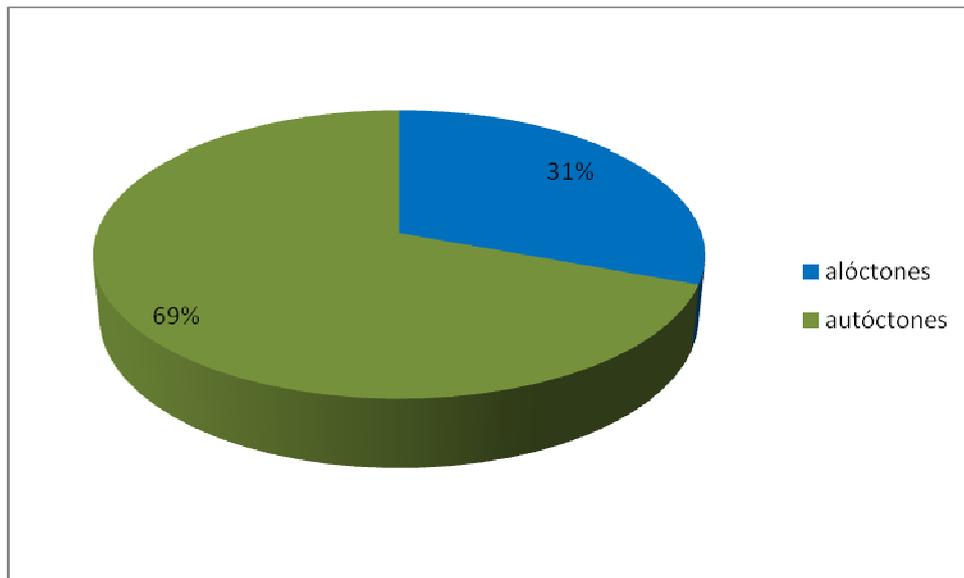


Figura 33. Relação entre as faunas autóctones e alóctones.

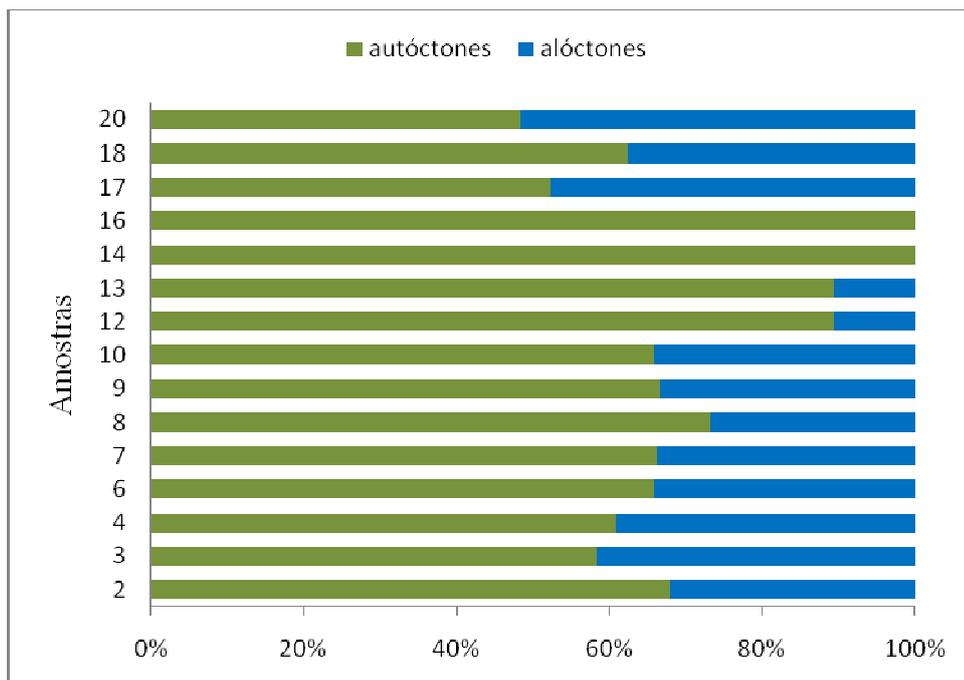


Figura 34. Contribuição de espécies autóctones e alóctones por amostra.

9.3 Isótopos Estáveis de Oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$)

Os resultados das análises de isótopos estáveis de oxigênio estão apresentados na Tabela 4. A análise incluiu as amostras 1, 5, 11, 15 e 19 não analisadas nesta dissertação. A razão isotópica do oxigênio variou de 0,004% (95 cm) a -1,504% (2 cm); da base do testemunho (275 cm) até 137 cm (Fig. 35) os valores são negativos e próximos a zero, correspondendo ao período frio, tornam-se positivos com o máximo a 108 cm, o qual marca o UMG, e a partir disto, os valores vão se tornando mais negativos, correspondendo ao Holoceno.

Tabela 4. As amostras e suas profundidades (Prof.) relacionadas com a análise de isótopos estáveis de oxigênio.

Amostras	Prof.(cm)	$\delta^{18}\text{O}$	Amostras	Prof.(cm)	$\delta^{18}\text{O}$
1	2	-1,437	11	95	0,004
2	8	-1,504	12	108	0,178
3	15	-1,431	13	122	0,010
4	18	-1,233	14	137	-0,108
5	36	-0,923	15	148	-0,018
6	40	-1,150	16	180	-0,208
7	45	-1,214	17	220	0,008
8	63	-1,001	18	230	-0,175
9	70	-0,623	19	260	-0,265
10	80	-0,285	20	275	-0,120

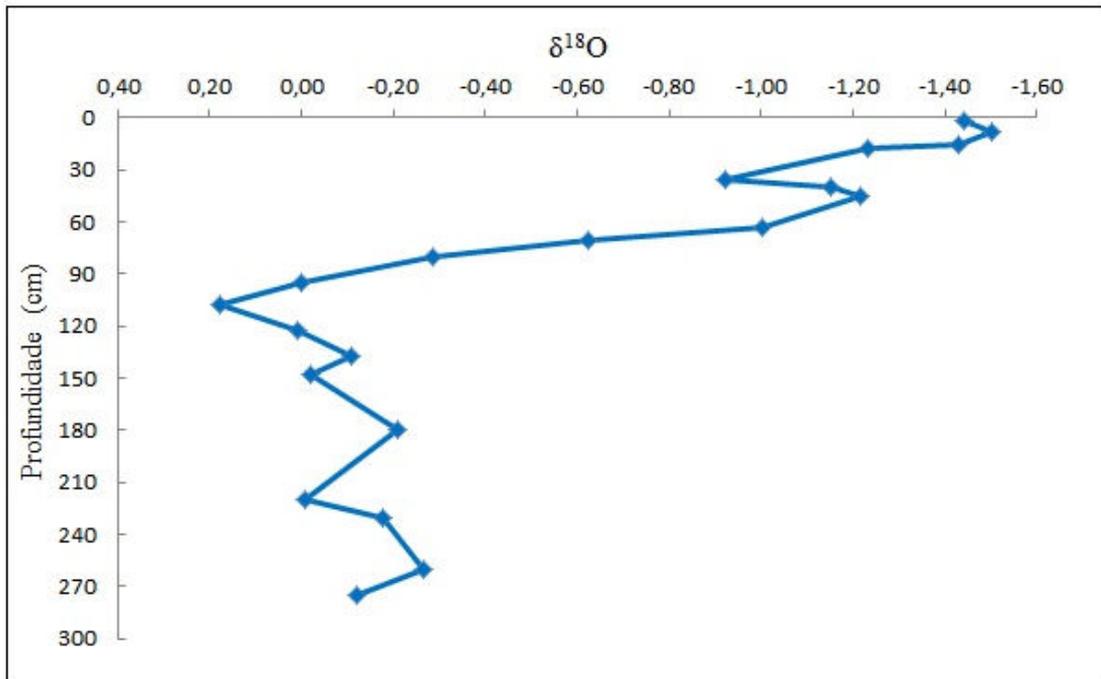


Figura 35. Curva de isótopos estáveis de oxigênio com base em foraminíferos planctônicos.

9.3.1 Modelo de Idade

A correlação dos dados de isótopos de oxigênio obtida dos foraminíferos planctônicos (*Globigerinoides ruber*) com a curva padrão do SPECMAP (Fig. 36) estimou a idade de 42 ka para o testemunho (Tab. 5), sendo que a idade estimada para o topo (2 cm) foi de 200 anos. O UMG está representado na amostra 12 (108 cm).

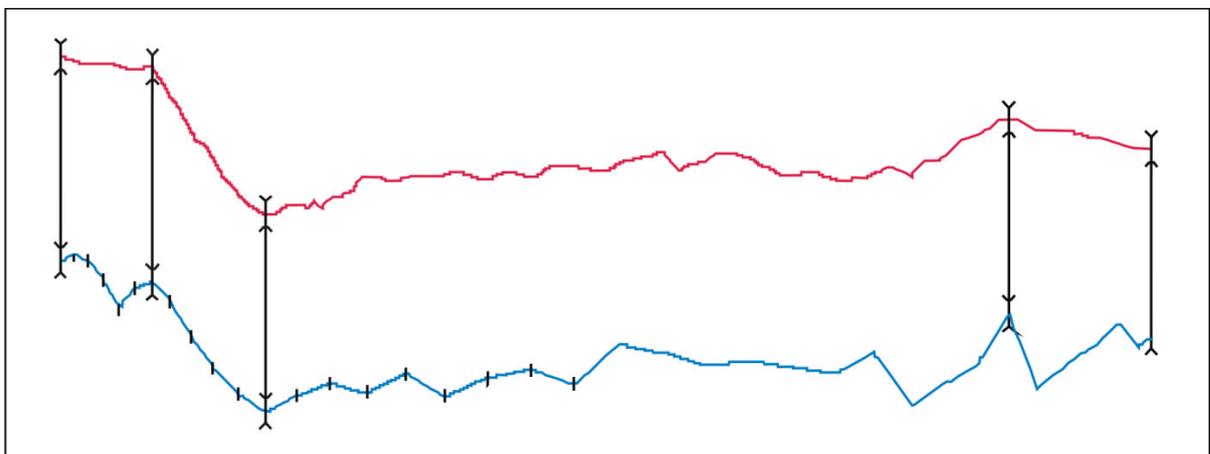


Figura 36. Correlação entre a curva do SPECMAP (vermelho) e a curva de isótopo de oxigênio do foraminífero *Globigerinoides ruber* (azul). Coeficiente de correlação = -0,896.

Tabela 5. Idade estimada de cada amostra.

Amostra	Idade (ka)	$\delta^{18}\text{O}$	Prof.(cm)	Amostra	Idade (ka)	$\delta^{18}\text{O}$	Prof.(cm)
1	0,21	-1,437	2	11	14,99	0,004	95
2	1,37	-1,504	8	12	17,3	0,178	108
3	2,55	-1,431	15	13	19,86	0,010	122
4	3,76	-1,233	18	14	22,67	-0,108	137
5	5,92	-0,923	36	15	25,69	-0,018	148
6	6,37	-1,150	40	16	28,9	-0,208	180
7	7,81	-1,214	45	17	32,25	0,008	220
8	9,36	-1,001	63	18	35,73	-0,175	230
9	11,05	-0,623	70	19	39,31	-0,265	260
10	12,91	-0,285	80	20	42,96	-0,120	275

A relação entre a idade estimada e a profundidade (Fig. 37) e o isótopo de oxigênio (Fig. 38) são mostradas abaixo.

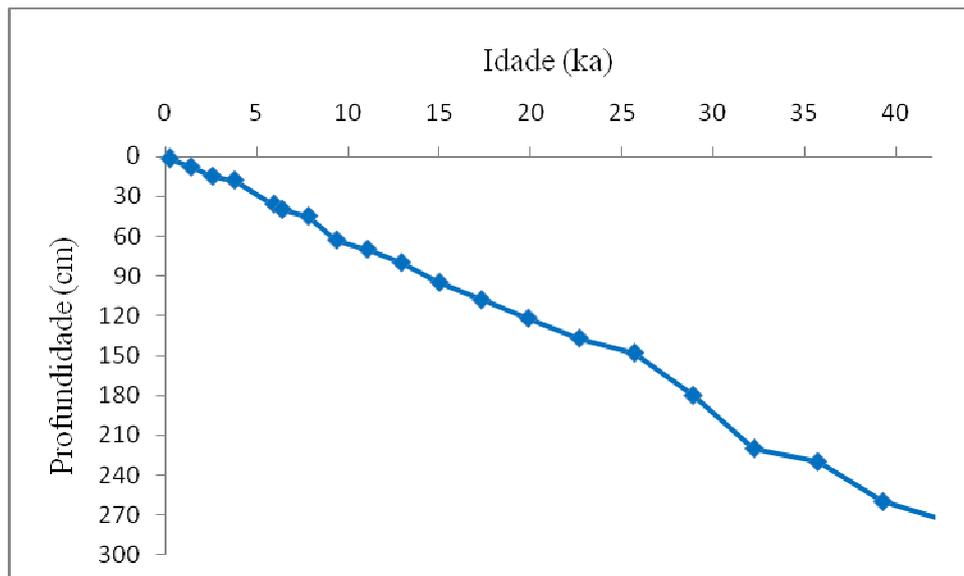


Figura 37. Relação entre a idade e a profundidade das amostras.

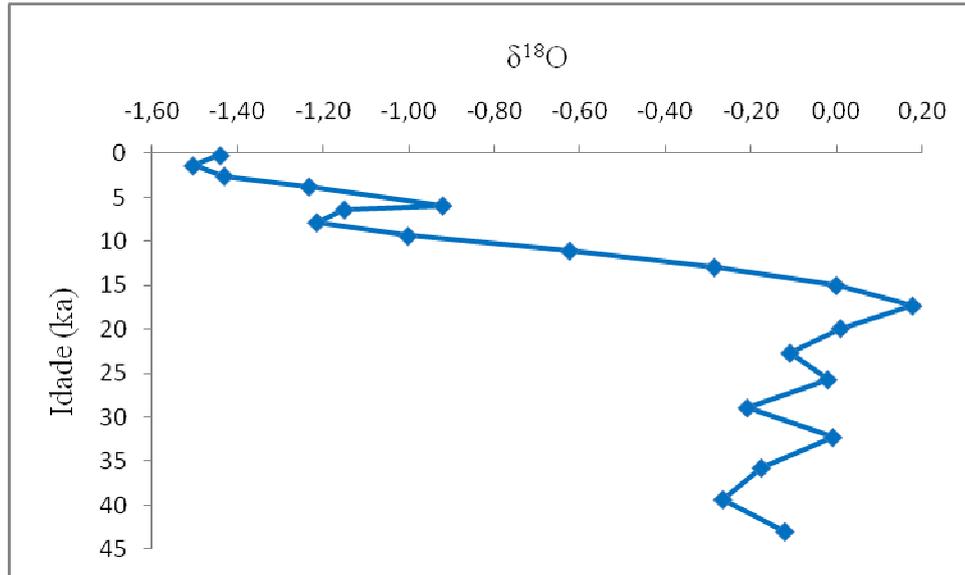


Figura 38. Relação entre a idade e o isótopo de oxigênio.

9.4 Turnover faunístico

Foi analisado a diversidade de espécies em relação a mudança climática (glacial para interglacial). Durante o glacial (altos valores de $\delta^{18}\text{O}$) o $H(S)$ foi de $3,0 \text{ nats.ind}^{-1}$ (Tab. 6), já para o interglacial foi encontrada uma diversidade de $3,4 \text{ nats.ind}^{-1}$. O interglacial também apresentou maior abundância (indivíduos) e riqueza de espécies (S) em relação ao glacial.

Tabela 6. Dados brutos de diversidade e abundância das espécies.

	Interglacial	Glacial
Taxa (S)	39	26
Indivíduos	101	50
Shannon-Wiever	3,4	3,0

A correlação entre a diversidade de espécies e os períodos interglacial e glacial foi verificada (Fig. 39), obtendo-se uma correlação negativa significativa ($r = -0,43$); a abundância e os períodos de frio e quente também apresentaram correlação negativa significativa ($r = -0,60$). Ambas as correlações foram comprovadas pelo teste t.

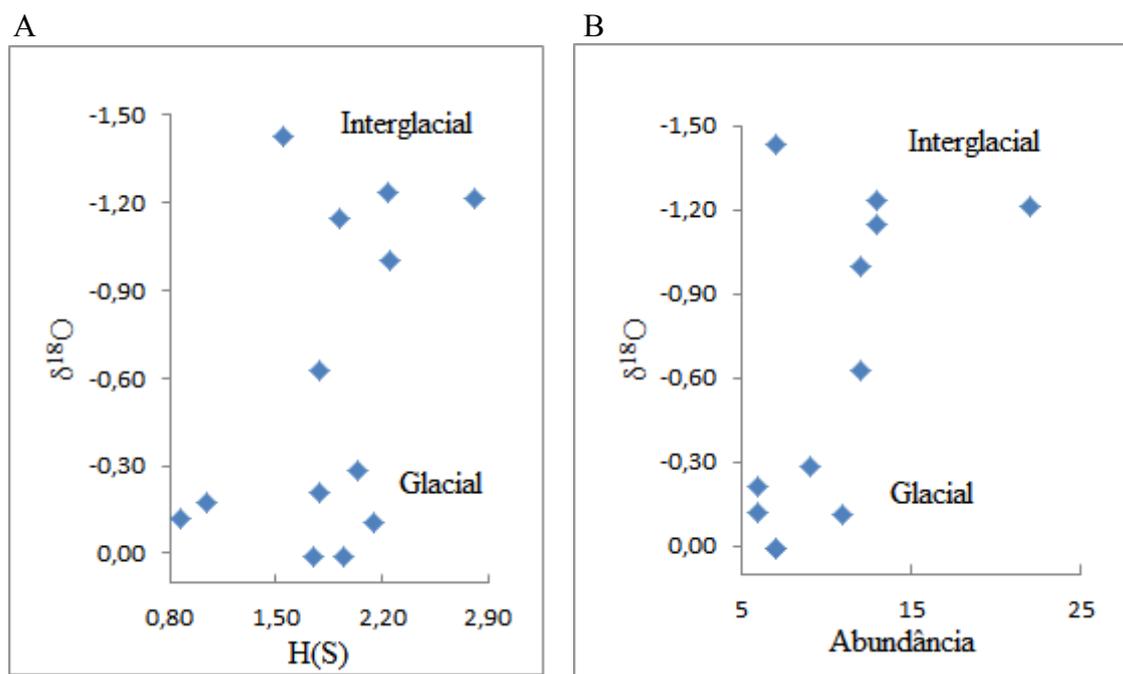


Figura 39. A. Relação entre H(S) e os valores de isótopo de oxigênio ($r = -0,43$); B. Relação entre a abundância e os valores de isótopo de oxigênio ($r = -0,60$).

Podem ser observados quatro *turnovers* faunísticos (Fig. 40) nos últimos 42 ka. A partir de 35 ka a diversidade de espécies que era extremamente baixa, aumenta e se mantém relativamente constante até 11 ka, quando aumenta drasticamente até atingir o seu máximo em aproximadamente 7,8 ka. A partir daí ocorre uma diminuição brusca na diversidade voltando a aumentar a partir de 2,5 ka.

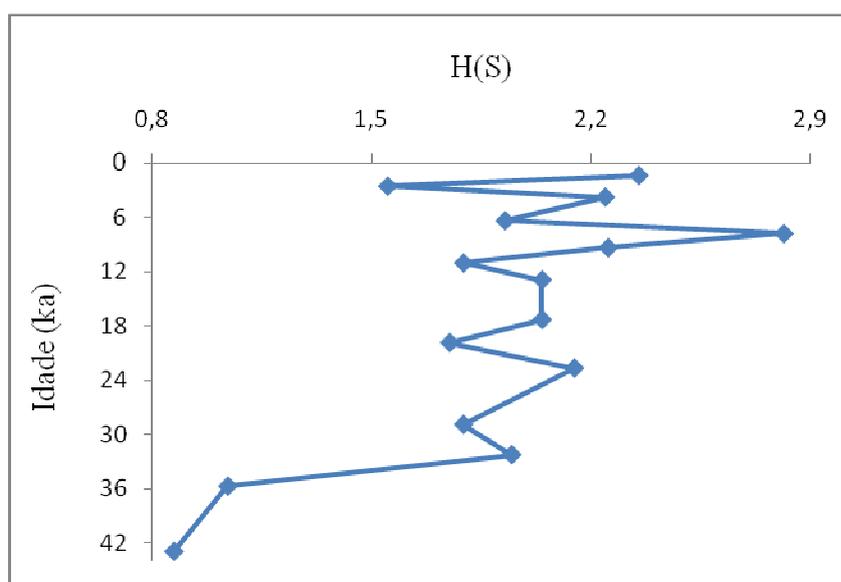


Figura 40. Mudanças na diversidade da ostracofauna nos últimos 42 ka.

A análise de 7 assembleias de ostracodes nos últimos 42 ka (Fig. 41) demonstra o predomínio de certos táxons em determinado período climático. *Cyteropteron* e *Argilloecia* predominam durante a deglaciação, representando 32 e 21% da fauna, respectivamente. *Saida* predomina no interglacial tendo seu primeiro registro no final da deglaciação. *Macropyxis* predomina no período frio (glacial e UMG); *Apatihowella* tem sua maior abundância no UMG, diminuindo a ocorrência na transição deglacial-interglacial. *Krithe* predomina no glacial (1 – 8%), com pico no final da deglaciação, diminuindo a ocorrência no interglacial. *Xestobeleris* parece não sofrer influência com a variação climática, ocorrendo em todos os períodos com presença relativamente constante.

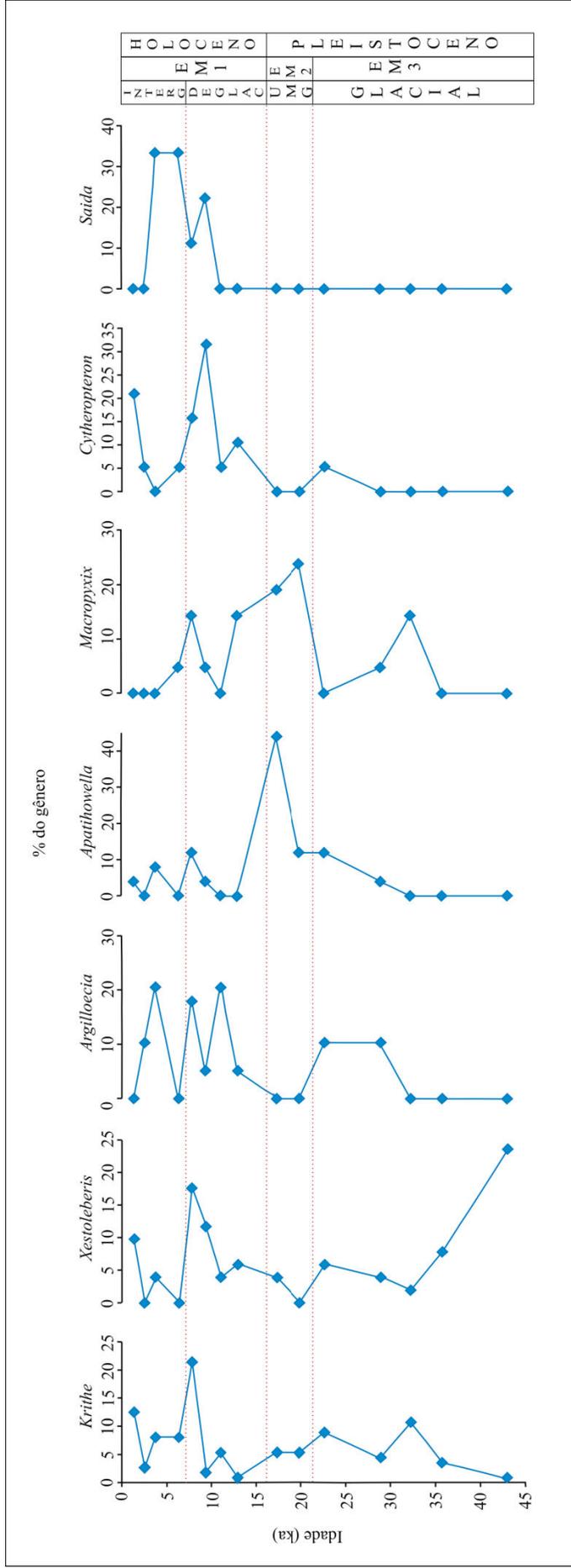


Figura 41. Ocorrência de gêneros de ostracodes no testemunho G-77.

9.5 Distância Taxonômica

Foram analisados 150 indivíduos⁶, dos quais 100 no interglacial, sendo 38 espécies pertencentes a 21 gêneros, 15 famílias, 10 superfamílias, três subordens e uma ordem e 50 indivíduos no glacial, sendo 27 espécies divididas em 19 gêneros, 13 famílias, nove superfamílias, três subordens e duas ordens. A espécie *Gen. et sp. indet. A* não foi computada na análise.

Encontrou-se uma diversidade taxonômica (Δ) para o interglacial de 3,7 (Fig. 42) dentro do limite do intervalo de confiança de 95% da distribuição aleatória de 3,6 a 3,9. Para o glacial a Δ foi de 3,8 também dentro o limite de 3,5 a 4,0. A distinção taxonômica (Δ^*) para o glacial foi de 4,0 (limite de confiança 3,7 a 4,1) e para o interglacial de 3,8 (limite de confiança de 3,7 a 4,0).

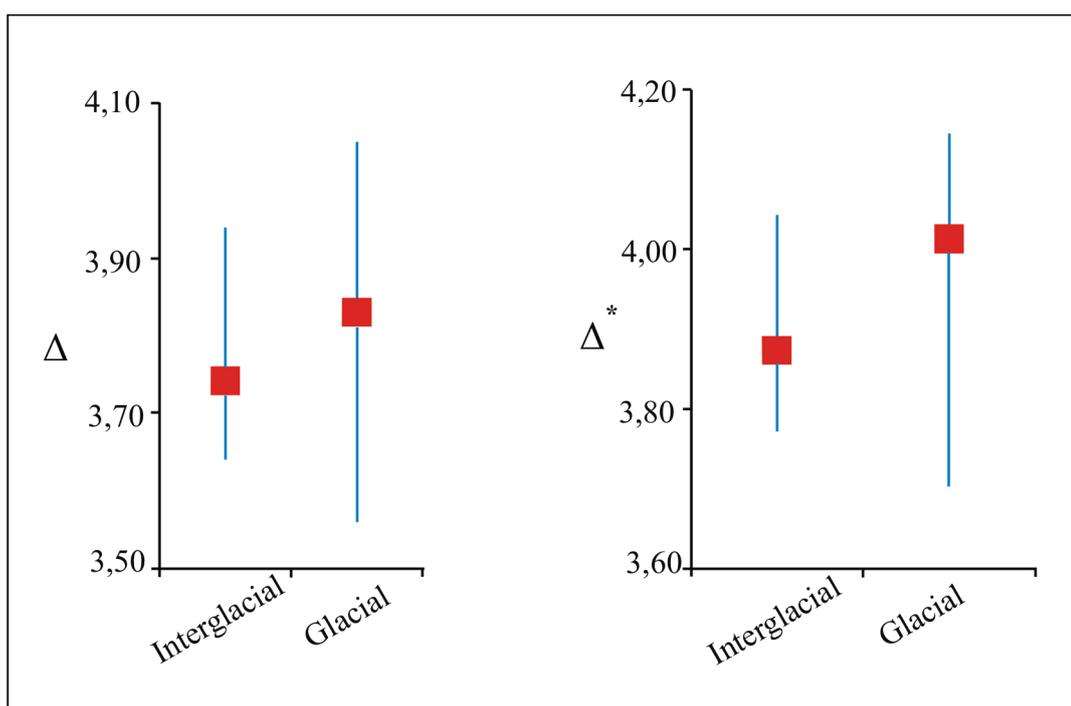


Figura 42. Diversidade taxonômica e distinção taxonômica no interglacial e glacial.

⁶ A lista da classificação taxonômica está no APÊNDICE D.

10 DISCUSSÃO

10.1 Aspectos Tafonômicos e Faunísticos

A reconstrução paleoecológica visa caracterizar o habitat dos organismos vivos (biocenose) da área a partir dos restos esqueléticos que, no entanto, não são diretamente representativos desta, uma vez que se trata de uma tanatocenose que sofreu vários processos tafonômicos (Fig. 43). Dentre os exemplos destes processos que atuam em uma assembleia de ostracodes podem ser citados a dissolução seletiva de espécies de carapaça fina, a remoção diferencial dos espécimes mais facilmente transportáveis, *time-averaging* e contaminação por espécies alóctones (Bradley, 1999). Swanson (1995) sugere que a dominância de *Krithe* no registro fóssil é, pelo menos em parte, por causa da alta resistência à dissolução devido à fina e densa camada de calcita laminar que confere resistência à parede da carapaça. O contrário ocorreria com *Cytherella*, que seria seletivamente preferida na dissolução, gerando uma baixa representatividade deste gênero nas amostras.

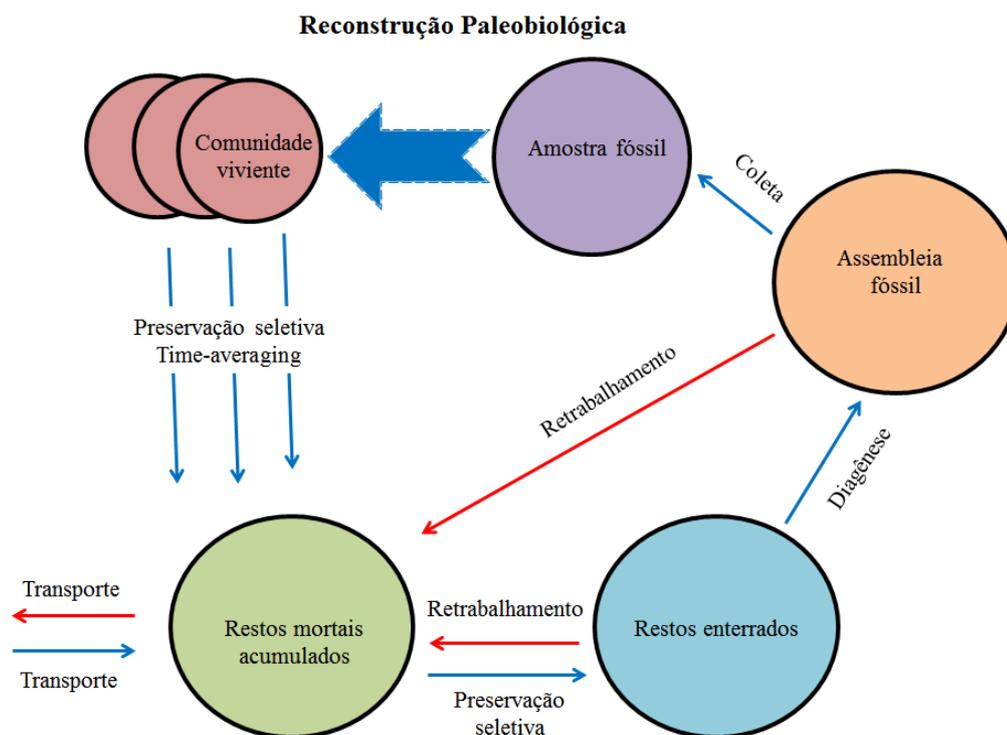


Figura 43. Esquema mostrando as etapas que o organismo passa após a morte até ser preservado como fóssil, e os processos tafonômicos atuantes (Modificado de Kidwell & Flessa, 1996).

A área de estudo está localizada no talude continental onde ocorrem fluxos verticais de sedimentos oriundos da plataforma, assim um estudo prévio da fauna total, distinguindo os espécimes alóctones dos autóctones foi necessário. Os critérios utilizados na identificação dos indivíduos como transportados ou autóctones foram os sugeridos por Cronin & Dwyer (2003): (a) o estado de preservação das carapaças/valvas; (b) a análise da estrutura populacional de cada espécie, incluindo a razão adulto/juvenil; (c) feições morfológicas características. A comparação da fauna encontrada com a de estudos prévios de ostracodes neríticos da plataforma continental brasileira, bem como a comparação das espécies autóctones com a fauna batial já registrada no Brasil e em outras regiões do mundo, também colaboraram na análise tafonômica.

Os principais trabalhos consultados foram Ramos (1998), Drozinski *et al.* (2003), Ramos *et al.* (2004), Machado *et al.* (2005) e Machado (2008), para a fauna alóctone, e Bergue & Coimbra (2008b), Nicolaidis (2008), Yasuhara *et al.* (2009c) e Alvarez Zarikian (2009), para a fauna autóctone.

Quanto às feições morfológicas foram considerados principalmente o tamanho e a presença/ausência de tubérculo ocular nas carapaças, já que as espécies batiais são via de regras cegas (Benson 1975a). No entanto, no que se refere a outras morfologias, Hartmann & Hartmann-Schröder (1988) sustentam que não há caracteres morfológicos exclusivos de ostracodes de águas profundas, que as características mais comuns nestes também são encontradas em ostracodes de águas rasas.

As espécies *Bythocypris kyamos*, *Bythocypris* aff. *B. praerenis*, *Macropyxix alanlordi*, *Macropyxix* sp. 2 e *Poseidonamicus pinto* foram registradas somente ou predominantemente por juvenis, no entanto estas espécies são conhecidas por habitar águas profundas, sendo aqui consideradas autóctones (Cronin, 1983; Bergue & Coimbra, 2008b; Brandão, 2008b, 2010; Nicolaidis, 2008). O registro das valvas juvenis são mais comuns devido ao crescimento por ecdise dos ostracodes, produzindo oito carapaças juvenis e somente uma na forma adulta.

As associações de ostracodes batiais são menos abundantes quando comparadas com as de águas rasas, fazendo com que algumas espécies sejam mais difíceis de ser registradas (Corrége, 1993; Cronin *et al.*, 1999; Majoran & Dingle, 2001). Cronin *et al.* (1999) comentam sobre os poucos indivíduos que são encontrados nas amostras, e como isso resulta na dificuldade de registrar espécies raras, conseqüentemente a biodiversidade da área é subestimada. Neste trabalho as espécies *Aversolvava atlantica*, *Cytherella serratula*, *Argilloecia caju*, *Microcythere cronini*, *Poseidonamicus pinto* e *Ruggierilla* sp. foram registradas somente por 1 valva.

Algumas espécies encontradas são amplamente distribuídas como *Cytherella serratula* também registrada por Whatley & Coles (1987), para o Atlântico Norte, e Dingle *et al.* (1990), para o Atlântico Sudeste; *Cytherella* sp. encontrada por Didié & Bauch (2000), no Oceano Atlântico Noroeste, e Alvarez Zarikian (2009), para o Atlântico Norte; e *Bythocypris kyamos* registrada para o Mar da Scotia (Antártica), por Whatley *et al.* (1998) e Brandão (2008b). Outras espécies parecem ser endêmicas ao Atlântico Sul (Brasil), como *Macropyxis* sp. 1 e *Ambocythere* sp., registradas na Bacia de Campos, por Nicolaidis (2008) e neste trabalho; e *Saida minuta*, *Macrocythere cronini* e *Cytheropteron amphygyum*, encontradas na Bacia de Santos, Brasil (Bergue & Coimbra, 2008b) e Bacia de Campos, Brasil (esta dissertação e Nicolaidis, 2008). Pelo exposto, acredita-se que não é possível uma conclusão sobre o cosmopolitismo dos ostracodes de águas profundas, como sugerido por Whatley & Ayress (1988), Dingle & Lord (1990) e Van Harten (1999), ou uma tendência geral ao endemismo de Hartmann & Hartmann-Schröder (1988), Jellinek & Swanson, (2003), Schornikov (2005) e Jellinek *et al.* (2006). No entanto, o presente estudo reforça o conceito de que o oceano profundo não é isolado nem completamente estável, mas sim um ambiente dinâmico, relacionado aos processos da superfície oceânica, como discutido nos trabalhos de Cronin & Raymo (1997), Didié & Bauch (2000) e Yashuhara *et al.* (2008b), entre outros.

Os gêneros *Krithe*, *Xestoleberis* e *Cytheropteron* foram os mais representativos, com dominância quase exclusiva de *Krithe* (26,6%), que apresentou sete espécies. Este gênero é reconhecidamente o mais abundante em águas profundas durante o Cenozóico (Dingle & Lord, 1990; Coles *et al.*, 1994; Cronin *et al.*, 1999; Didié & Bauch, 2000; Alvarez Zarikian *et al.*, 2009). A maioria das espécies de *Krithe* são psicrossféricas, notavelmente bem distribuídas em bacias oceânicas profundas, estando associadas às massas de águas frias (Coles *et al.*, 1994; Ayress *et al.*, 1997; Rodrigues-Lazaro & Cronin, 1999; Cronin *et al.*, 1999; Ayress *et al.*, 2004) e apresentando resistência à dissolução (como mencionado acima). Estas características o tornam o gênero dominante nas amostras batiais.

Cytheropteron também é bem representativo nas águas profundas como registrado por Sciuto & Rosso (2008), Alvarez Zarikian (2009) e Bassetti *et al.* (2010). Exceção foi encontrada em *Xestoleberis*, com dominância de aproximadamente 15%, sendo em geral um gênero pouco expressivo em águas profundas; por apresentar muitas espécies epifíticas é comumente encontrado em águas rasas associado com algas (Cronin *et al.*, 2005; Alvarez Zarikian *et al.*, 2009).

10.2 Mudanças na Fauna nos Últimos 42 ka

Mudanças na diversidade e na composição da ostracofauna resultam das variações paleoambientais significativas ocorridas ao longo do tempo (Dwyer *et al.*, 1995; Cronin, *et al.*, 1999; Bassetti *et al.*, 2010). No testemunho estudado observam-se distintos *turnovers* faunísticos demonstrados pelo número de indivíduos (abundância), número de espécies (riqueza) e diversidade de espécies (índice de Shannon-Wiever). O intervalo de tempo estudado neste trabalho é relativamente curto em relação às taxas evolutivas, sendo assim a variação na diversidade oriunda da origem e extinção de espécies pode ser excluída (Hunt *et al.*, 2005), atribuindo-se as mudanças faunísticas como decorrência das variações nos parâmetros climáticos.

As mudanças na fauna registradas para a área de estudo podem ser divididas em cinco momentos principais. Na base do testemunho (42 ka), observa-se um baixo número de espécies e espécimes; a amostra 20 apresenta o menor valor de H(S). A porcentagem de espécimes alóctones chega a aproximadamente 50%. Este intervalo corresponde à alta concentração do foraminífero *Globorotalia truncatulinoides* que é indicador de águas frias (Vicalvi, 1997, Sanjinés, 2006), e pode ser visto na curva de isótopos um baixo valor de $\delta^{18}\text{O}$, sugerindo a presença de águas mais frias na base em relação às amostras superiores.

Há 35 ka (amostra 17) ocorre um *turnover* faunístico, a diversidade de espécies aumenta, assim como a abundância e a riqueza, o número de espécies dobra em relação ao intervalo anterior. A espécie *Australoecia atlântica*, típica de águas profundas, tem seu aparecimento e o gênero *Krithe* (típico do glacial), antes representado por apenas uma espécie, aumenta o número de espécies e espécimes. Esse aumento na diversidade coincidiu com a diminuição do $\delta^{18}\text{O}$ observado na curva de isótopo.

A diversidade, então, mantém uma baixa oscilação (variando de 1,7 – 2,1 nats.ind⁻¹), a riqueza e a abundância também se mantêm com oscilação aproximadamente constante. Há uma diminuição na porcentagem de espécies transportadas, chegando a nenhuma ocorrência de aloctónes nas amostras 14 e 16. Essa “estabilização” começa a mudar a partir de 11 ka (amostra 9) com o aumento da H(S) e da abundância, no entanto, o número de espécies mantém-se similar às amostras anteriores. A quantidade de espécies alóctones também tem um aumento, compondo 30% da fauna registrada. Esse aumento na diversidade de espécies culmina há 7,8 ka (amostra 7) quando é registrada a maior diversidade (2,8 nats.ind⁻¹), riqueza

de espécies (8 spp.) e abundância (22 indivíduos), coincidindo com a efetiva entrada no período quente do Holoceno (diminuição significativa do volume de gelo global).

Imediatamente após 7,8 ka (pico da diversidade) há uma significativa queda na diversidade, a amostra 3 (2,5 ka) apresenta um baixo valor de $H(S)$ de 1,55 nats.ind⁻¹, sendo que somente cinco espécies e sete espécimes são registrados. Coincidentemente, a porcentagem de espécies transportadas é alta (42%). Em seguida, a diversidade aumenta, e há também um aumento no número de espécies e valvas, com a última amostra analisada (1,3 ka) registrando $H(S)$ de 2,3 nats.ind⁻¹, 11 espécies e 13 indivíduos. Cronin *et al.* (1999) e Bergue *et al.* (2006) registraram uma diminuição de diversidade durante a porção final do Holoceno, mas como a fauna da amostra 1, que corresponde a 200 anos, não foi analisada, não é possível comprovar esta observação. Essa variação temporal é explicada por Cronin & Raymo (1997) como sendo a migração vertical das espécies em resposta às alterações ambientais decorrentes do resfriamento das águas oceânicas, salientando a influência positiva da temperatura na diversidade da fauna.

Não foi possível observar uma significativa variação na diversidade de espécies no UMG. A mudança faunística mais marcante ocorre há 11 ka, com o início do Holoceno, corroborando o trabalho de Vicalvi (1997) na mesma bacia, que registrou o retorno de *Globorotalia menardii* (típica de águas quentes) também há 11 ka. No entanto, a análise de agrupamento (Fig. 44) marcou a mudança na composição faunística, separando as amostras em dois grupos distintos e bem suportados. A distinção ocorreu na amostra 12 (17,3 ka – UMG). A análise também foi capaz de identificar a variação na fauna ocorrida há 11 ka e 35 ka. Isso pode indicar que as mudanças na composição faunística são mais qualitativas do que quantitativas, visto que o índice de similaridade de Jaccard leva em consideração as espécies em comum entre as áreas, e não o número de indivíduos de cada espécie.

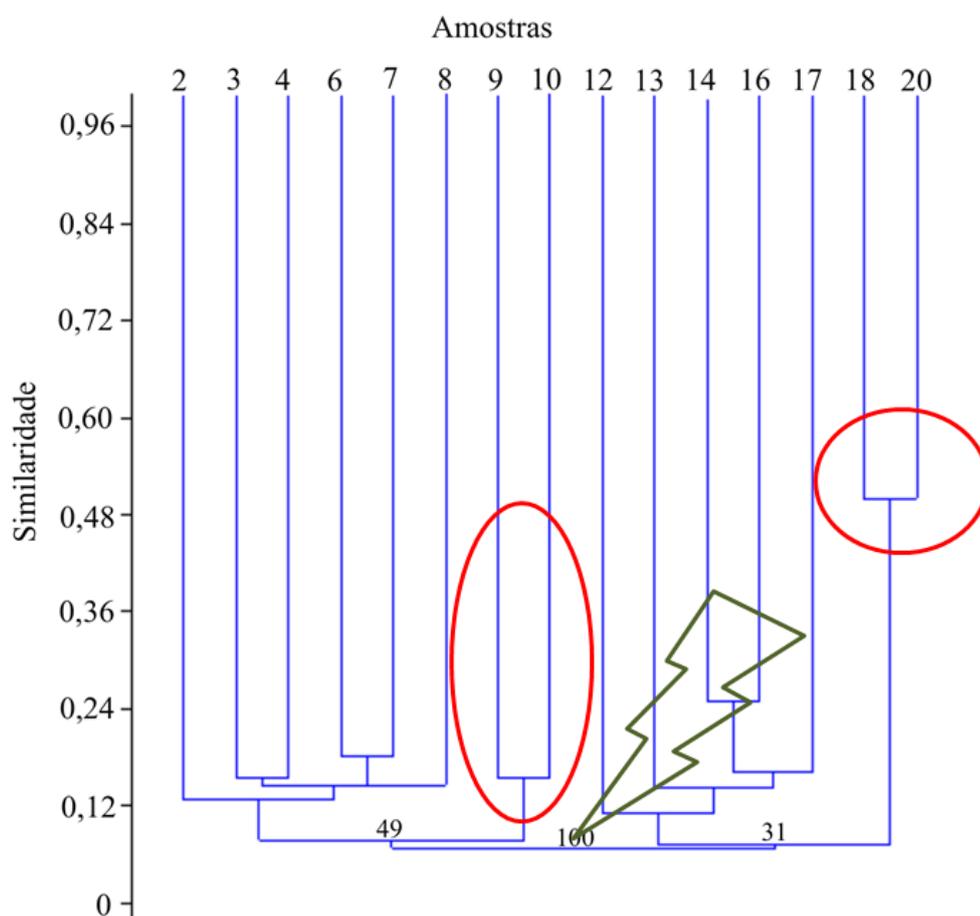


Figura 44. Agrupamento por similaridade de Jaccard mostrando três eventos significativos. Maiores detalhes no texto.

10.3 Assembleias do Interglacial e Glacial

Estudos recentes discutem os fatores que influenciam os padrões de diversidade nos ciclos interglacial e glacial, nos ambientes de águas profundas, focando principalmente na temperatura, no fluxo de nutrientes e no carbono orgânico, concluindo que as oscilações na diversidade refletem a resposta da comunidade dirigida pelas mudanças climáticas de larga escala (Dwyer *et al.*, 1995; Thomas *et al.*, 1995; Cronin & Raymo, 1997; Yasuhara *et al.*, 2008a).

Diversidade menor corresponde a altos valores de $\delta^{18}\text{O}$, indicando um período glacial; alta diversidade está relacionada a baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e período interglacial. O H(S) para o interglacial foi de 3,4 nats.ind⁻¹ e para o glacial de 3,0 nats.ind⁻¹, compatível com os

resultados encontrados por Cronin & Raymo (1997), Cronin *et al.* (1999), Bergue *et al.* (2006) e Yasuhara *et al.* (2008a).

As análises da diversidade de espécies e da abundância apresentam, no presente trabalho, uma correlação com as mudanças climáticas ($r = -0,43$ e $r = -0,60$, respectivamente). Yasuhara *et al.* (2008b) obtém a correlação entre H(S) e os valores de isótopo de oxigênio, mas não entre abundância e $\delta^{18}\text{O}$, sugerindo que o clima induzindo as mudanças ambientais não controla a abundância nas espécies. No entanto, para o talude da Bacia de Campos as mudanças climáticas parecem influenciar também a abundância (correlação significativa).

A explicação mais plausível para a diferença na diversidade envolve a mudança na concentração de nutrientes na água de superfície. Uma diminuição no suprimento alimentar durante o glacial aumenta o estresse nas comunidades bentônicas (competição por alimento e habitat) forçando alguns táxons a migrar para outras regiões batimétricas (Rex *et al.*, 1993; Cronin *et al.*, 1995; Cronin & Raymo, 1997).

A composição das assembleias de ostracodes aqui analisadas variou nos últimos 42 ka, sendo possível observar o predomínio de certos gêneros em determinado período climático. *Cytheropteron* e *Argilloecia* predominam durante o deglacial. O gênero *Cytheropteron* é amplamente distribuído com alta diversidade em águas frias, e tem sido descrito como um importante componente da fauna de transição glacial-interglacial (Cronin *et al.*, 1999; Alvarez Zarikian *et al.*, 2009). *Argilloecia* está associada a intervalos com altas concentrações de CaCO_3 , habitando sedimento rico em matéria orgânica e a ZMO (Cronin, 1983), sendo também um gênero importante na caracterização de intervalos de transição (Yasuhara *et al.*, 2008a; Alvarez Zarikian *et al.*, 2009). O comportamento de ambos os gêneros é consistente com o observado neste trabalho.

Saida, identificado aqui somente pela espécie *Saida minuta*, caracteriza o período interglacial, com o aparecimento no final da deglaciação. É um gênero típico do Holoceno, como registrado por Bergue & Coimbra (2008b).

A fauna característica do período frio consiste de *Macropyxis*, *Apatihowella* e *Krithe*. *Apatihowella* é característico de períodos interglaciais de acordo com Cronin *et al.* (1999) e Didié *et al.* (2002), no entanto, essa característica não se mostrou válida para a área de estudo. *Macropyxis* é considerado marcadora de período glacial por Bassetti *et al.* (2010). O gênero *Krithe* é o mais característico de clima frio, fato registrado por diversos trabalhos (Cronin *et al.*, 1999; Rodrigues-Lázaro & Cronin, 1999; Bergue *et al.*, 2006; Alvarez Zarikian *et al.*, 2009; Bassetti *et al.*, 2010). Bassetti *et al.* (2010) relacionam a alta abundância do gênero *Krithe* com os eventos Heinrich no Oeste do Mediterrâneo.

Xestoleberis ocorre com diversidade similar em todo o testemunho, não sendo característico de nenhum período. No entanto, foi registrado como fauna de transição do EIM 6/5 e EIM 3/2 por Whatley & Coles (1987), Yasuhara *et al.* (2008a) e Alvarez Zarikian *et al.* (2009).

10.4 Filtros Ambientais Seleccionando as Espécies

A medida de diversidade baseada na proximidade taxonômica das espécies é recente e vem sendo amplamente utilizada como descritor de impactos ambientais (poluição, introdução de espécies exóticas e desmatamento) em comunidades aquáticas e vegetais (Webb, 2000; Ricotta *et al.*, 2005; Silva & Batalha, 2006; Peat *et al.*, 2007; Schilling, 2007). Neste trabalho utilizou-se o conceito da distância taxonômica para averiguar o quanto diferem taxonomicamente as comunidades de ostracodes no interglacial e glacial. Espécies aparentadas geralmente disputam nichos ecológicos semelhantes, competindo pelos mesmos recursos, o que pode levar a extinção local de espécies de mesmo gênero (Magurran, 1998). A atração taxonômica indica que o uso do ambiente é uma característica conservativa dentro do conjunto de espécies que compõe a comunidade, enquanto a dispersão taxonômica (alta diversidade taxonômica) pode ser resultado da exclusão de táxons taxonomicamente próximos devido a filtros ambientais (Webb, 2000; Silva & Batalha, 2006).

A diversidade (Δ) e distinção taxonômica (Δ^*) entre o interglacial e glacial se mantiveram dentro do limite esperado, no entanto, a Δ e a Δ^* para o interglacial ficaram mais próximas do limite inferior, enquanto no glacial, ambas as medidas se aproximaram do limite superior, indicando que há uma dispersão taxonômica no glacial e uma leve porém, significativa atração no interglacial. Isso pode ser resultado da competição por mesmo nicho de espécies aparentadas no glacial levando a extinção local destas, e favorecendo a ocorrência de linhagens distintas que possuem dissimilaridades ecológicas. No interglacial esses filtros selecionadores seriam menos influentes na colonização e estabelecimento das espécies com preferências ecológicas similares.

10.5 Limites Interpretativos

A quantidade expressiva de juvenis nas amostras (60% da fauna autóctone foi constituída por valvas juvenis) resultou em alguma incerteza na classificação de certas espécies, já que muitos juvenis de ostracodes diferem da forma adulta, principalmente nas espécies de *Krithe*. Devido a esse fator as hipóteses aqui discutidas devem ser tomadas com cautela, considerando-se, também, que o estudo dos ostracodes de águas profundas encontra-se ainda na infância.

11 CONCLUSÕES

O estudo faunístico, associado à análise de isótopos estáveis de oxigênio, em 15 amostras do testemunho G-77, localizado no talude da Bacia de Campos, revelou mudanças significativas na fauna de ostracodes batiais. A síntese das principais conclusões são:

- diversidade específica notável (50 espécies, 26 gêneros e 17 famílias). *Krithe* e *Cytheropteron* foram os gêneros mais diversificados (sete e cinco espécies, respectivamente). A família Cytheruridae apresentou maior número de espécies, concordando com trabalhos similares em outras regiões do mundo;
- foram registradas espécies cosmopolitas e endêmicas ao Oceano Atlântico Sul, permanecendo em aberto a discussão sobre o aparente pandemismo dos ostracodes batiais;
- distintas associações de espécies ocorreram ao longo do testemunho, mostrando estreita relação com às mudanças climáticas ocorridas nos últimos 42 ka;
- foi possível observar um *turnover* faunístico associado ao UMG através da análise de agrupamento, o qual não foi identificado através do índice de diversidade;
- foram reconhecidos gêneros característicos dos períodos interglacial (*Saida*), deglaciação (*Cytheropteron/Argilloecia*), UMG (*Apatihowella*) e glacial (*Krithe*).
- a análise da diversidade taxonômica mostrou uma leve porém significativa atração taxonômica no interglacial e uma dispersão no glacial.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, C.G.; GENTRY, A.W. & WHYBROW, P.J. 1983. Dating the terminal Tethyan event. *Utrecht Micropalaeological Bulletins*, **30**:273-293.
- AKEN, H.M.V. 2007. *The oceanic thermohalinic circulation: an introduction*. New York: Springer. 326 p. (Atmospheric and oceanographic science library, 39).
- ALLEN, M.B. & ARMSTRONG, H.A. 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **265**:52-58.
- ALLEY, R.B.; ANADAKRISHNAN, K. & JUNG, P. 2001. Stochastic resonance in the North Atlantic. *Paleoceanography*, **16**:190-198.
- ALVAREZ ZARIKIAN, C.A. 2009. Data report: late Quaternary ostracodes at IODP Site U1314 (North Atlantic Ocean). In: CHANNELL, J.E.T.; KANAMATSU, T.; SATO, T.; STEIN, R.; ALVAREZ ZARIKIAN, C.A.; MALONE, M.J. & the Expedition 303/306 Scientists. *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*, 303/306.
- ALVAREZ ZARIKIAN, C.A.; STEPANOVA, A.Y. & GRÜTZNER, J. 2009. Glacial-interglacial variability in deep sea ostracod assemblage composition at IODP Site U1314 in the subpolar North Atlantic. *Marine Geology*, **258**:69-87.
- ARMSTRONG, H.A. & BRASIER, M.D. 2005. Ostracods. In: _____. *Microfossils*. 2nd ed. Malden, MA: Blackwell Publishing. 219-248.
- ARRHENIUS, G. 1952. Sediment cores from the east Pacific: Swedish deep-sea exped. 1947-1948. *Repts*, **5**(1):227.
- ATHERSUCH, J.; HORNE, D.J. & WHITTAKER, J.E. 1989. *Marine and brackish water ostracods: Superfamilies Cypridacea and Cytheracea*. In: KEMARCK, D.M. & BARNES, R.S.K. (Eds.). *Synopsis of the British Fauna, New Series 43*, Brill, Leiden, 350p.
- AYRESS, M.; DE DECKKER, P. & COLES, G.P. 2004. A taxonomic and distributional survey of marine benthonic Ostracoda off Kerguelen and Heard Islands, South Indian Ocean. *Journal of Micropalaeontology*, **23**:15-38.
- AYRESS, M.; NEIL, H.; PASSLOW, V. & SWANSON, K. 1997. Benthonic ostracods and deep watermasses: a qualitative comparison of Southwest Pacific, Southern and Atlantic Oceans. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **131**:287-302.
- AZEVEDO, R.L.M.; RODRIGUES, R. & TAKAKI, T. 1997. Aplicação dos dados isotópicos de carbono e oxigênio, de rocha-total, em estudos paleoambientais. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **11**(1/2):19-32.
- BAPTISTA NETO, J.A. & SILVA, C.G. 2004. Morfologia do fundo oceânico. In: BAPTISTA NETO, J.A.; PONZI, V.R.A. & SICHEL, S.E. (Orgs.) *Introdução à geologia marinha*. Rio de Janeiro: Interciências. p. 31-51.

- BARBIERI, R.; BENJAMINI, C.; MONECHI, S. & REALE, V. 2003. Stratigraphy and benthic foraminiferal events across the Middle–Late Eocene transition in the Western Negev, Israel. *In: PROTHERO, D.R.; IVANY, L.C. & NESBITT, E.A. (Eds.) From Greenhouse to Icehouse: the Marine Eocene–Oligocene Transition*. New York: Columbia University Press. p. 453-471.
- BARBOSA, V.P. 2002. *Sistemática, Bioestratigrafia e Paleoceanografia de foraminíferos do Quaternário do talude continental das Bacias de Santos e Campos*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 455 f.
- BARKER, P.F. 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth Science Reviews*, **55**:1-39.
- BARKER, P.F. & BURREL, J. 1977. The opening of Drake Passage. *Marine Geology*, **25**:15-34.
- BARKER, P.F. & THOMAS, E. 2004. Origin, signature and palaeoclimatic influence of the Antarctic Circumpolar Current. *Earth Science Reviews*, **60**:143-162.
- BASSETTI, M.A.; CARBONEL, P.; SIERRO, F.J.; PEREZ-FOLGADO, A.; JOUËT, G. & BERNÉ, S. 2010. Responses of ostracods to abrupt climate change in the Western Mediterranean (Gulf of Lions) during the last 30 kyr. *Marine Micropaleontology*, **77**:1-14.
- BENSON, R.H. 1975a. Morphologic stability in Ostracoda. *Bulletins of American Paleontology*, **65**(282):13-15.
- _____. 1975b. The origin of the psychrosphere as recorded in changes of deep-sea ostracode assemblages. *Lethaia*, **8**:69-83.
- BENSON, R.H.; CHAPMAN, R.E. & DECK, L.T. 1984. Paleooceanographic events and deep-sea ostracodes. *Nature*, **224**:1334-1336.
- _____. 1985. Evidence from the Ostracoda of major events in the South Atlantic and world-wide over the past 80 million years. *In: HSÜ, K.J. & WEISSERT, H.J. (Eds.) South Atlantic Paleoceanography*. Cambridge: Cambridge University Press. p. 325-350.
- BERGUE, C.T. 2005. *Aspectos da Paleoceanografia da Bacia de Santos, Atlântico Sudoeste, nos últimos 30.000 anos: isótopos estáveis, elementos-traço, paleoecologia e taxonomia de ostracodes*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, vol. 1, 226 f.
- _____. 2006. A aplicação dos ostracodes (Crustacea) em pesquisas paleoceanográficas e paleoclimáticas. *Terræ Didactica*, **2**(1):54-66.
- BERGUE, C.T. & COIMBRA, J.C. 2008a. Abordagens faunísticas e geoquímicas em microfósseis calcários e suas aplicações à paleoceanografia e paleoclimatologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, **3**(2):115-126.

- _____. 2008b. Late Pleistocene and Holocene bathyal ostracodes from the Santos Basin, southeastern Brazil. *Palaeontographica, Abteilung A*, **285**:101-144.
- BERGUE, C.T.; COSTA, K.B.; DWYER, G. & MOURA, C.A.V. 2006. Bathyal ostracode diversity in the Santos Basin, Brazilian southeast margin: response to late Quaternary climate changes. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **9**(2):201-210.
- BERGUE, C.T.; COIMBRA, J.C. & CRONIN, T.M. 2007. Cytherellid species (Ostracoda) and their significance to the Late Quaternary events in the Santos Basin, Brazil. *Senckenbergiana maritima*, **37**(1):5-12.
- BIGG, G.R. 2003. *The oceans and climate*. 2nd ed. New York: Cambridge University Press. 273 p.
- BOOMER, I. Environmental applications of marine and freshwater Ostracoda. 2002. In: HASLETT, S.K. (Ed.) Quaternary environmental micropalaeontology. London: Arnold. p. 115-138.
- BRADLEY, R.S. 1999. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*. San Diego, CA: Academic Press. 614 p.
- BRANDÃO, S.N. 2008a. First record of a living Platycopida (Crustacea, Ostracoda) from Antarctic waters and a discussion on *Cytherella serratula* (Brady, 1880). *Zootaxa*, **1866**:349-372.
- _____. 2008b. New species of Bairdioidea (Crustacea, Ostracoda) from the Southern Ocean and discussions on *Bairdoppilata simplex* (Brady, 1880), *?Bairdoppilata labiata* (Müller, 1908) and *Bythopussella aculeata* (Müller, 1908). *Zootaxa*, **1866**:373-452.
- _____. 2010. Macrocyprididae (Ostracoda) from the Southern Ocean: taxonomic revision, macroecological patterns, and biogeographical implications. *Zoological Journal of the Linnean Society*, **159**:567-672.
- BRANDÃO, S.N. & HORNE, D.J. 2009. The Platycopid Signal of oxygen depletion in the ocean: a critical evaluation of the evidence from modern ostracod biology, ecology and depth distribution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **283**(3-4):126-133.
- BROECKER, W.S. 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography*, **4**:79-89.
- BROECKER, W.S.; PETEET, D.M. & RIND, D. 1985. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation?. *Nature*, **315**:21-26.
- CADDAH, L.F.G.; KOWSMANN, R.O. & VIANA, A.R. 1998. Slope sedimentary facies associated with Pleistocene and Holocene sea-level changes, Campos Basin, southeast Brazilian Margin. *Sedimentary Geology*, **115**(1-4):159-174.
- CIRANO, M.; MATA, M.M.; CAMPOS, E.J.D. & DEIRÓ, N.F.R. 2006. A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. *Revista Brasileira de Geofísica*, **24**(2):209-230.

- CLARKE, K.R. & WARWICK, R.M. 1998. A taxonomic distinctness index and its statistical properties. *Journal of Applied Ecology*, **35**:523-531.
- _____. 1999. The taxonomic distinctness measure of biodiversity: weighing of steps lengths between hierarchical levels. *Marine Ecology Progress Series*, **184**:21-29.
- COIMBRA, J C.; ARAI, M. & CARREÑO, A.L. 2002. Lower Cretaceous microfossils from Araripe basin, Northeastern Brazil: a stratigraphical approach. *Geobios*, **35**:687-698.
- COIMBRA, J.C. & BERGUE, C.T. Ostracodes. In: CARVALHO, I.S. *Paleontologia*. Rio de Janeiro: Interciência. No prelo.
- COIMBRA, J.C.; CARREÑO, A.L. & ANJOS-ZERFASS, G.S. 2009. Biostratigraphy and paleoceanographical significance of the Neogene planktonic foraminifera from the Pelotas Basin, southernmost Brazil. *Revue de micropaléontologie*, **52**:1-14.
- COLES, G.; WHATLEY, R.C. & MOGUILEVSKY, A. 1994. The ostracode genus *Krithe* from the Tertiary and Quaternary of the North Atlantic. *Palaeontology*, **37**:71-120.
- CONTRERAS, J.; ZÜHLKE, R.; BOWMAN, S. & BECHSTÄDT, T. 2010. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). *Marine and Petroleum Geology*, **27**(9):1952-1980.
- CORRÉGE, T. 1993. The relationship between water masses and benthic ostracod assemblages in the western Coral Sea, Southwest Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **105**:245-266.
- CRONIN, T.M. 1983. Bathyal ostracodes from the Florida-Hatteras slope, the Straits of Florida, and the Blake Plateau. *Marine Micropaleontology*, **8**:89-119.
- _____. 1988. Geographical isolation in marine species: evolution and speciation in Ostracoda, I. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, **11**:871-889.
- CRONIN, T.M. & DWYER, G.S. 2003. Deep sea ostracodes and climate change. *The Paleontological Society Papers*, **9**:247-263.
- CRONIN, T.M.; DEMARTINO, D.M.; DWYER, G.S. & RODRIGUEZ-LAZARO, J. 1999. Deep-sea ostracode species diversity: response to late Quaternary climate change. *Marine Micropaleontology*, **37**:231-249.
- CRONIN, T.M.; DOWSETT, H.J.; DWYER, G.S.; BAKER, P.A. & CHANDLER, M.A. 2005. Mid-Pliocene deep-sea bottom-water temperature based on ostracode Mg/Ca ratios. *Marine Micropaleontology*, **52**:249-261.
- CRONIN, T.M.; HOLTZ, T. & WHATLEY, R. 1994. Quaternary paleoceanography of the deep Arctic Ocean based on quantitative analysis of Ostracoda. *Marine Geology*, **119**:305-332.

- CRONIN, T.M.; HOLTZ, T.R.; STEIN, R.; SPIELHAGEN, R.; FUTTERER, D. & WOLLENBURG, J. 1995. Late Quaternary paleoceanography of the Eurasian Basin, Arctic Ocean. *Paleoceanography*, **10**:259-281.
- CRONIN, T.M. & RAYMO, M.E. 1997. Orbital forcing of deep-sea benthic species diversity. *Nature*, **385**:624-627.
- CRONIN, T.M. & SCHMIDT, N. 1988. Evolution and biogeography of *Orionina* in the Atlantic, Pacific and Caribbean: evolution and speciation in Ostracoda, II. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, **11**:927-938.
- DE RUIJTER, W.P.M.; BIASTOCH, A.; DRIJFHOUT, S.S.; LUTJEHARMS, J.R.E.; MATANO, R.P.; PICHEVIN, T.; Van LEEUWEN, P.J. & WEIJER, W. 1999. Indian-Atlantic interocean exchange: dynamics, estimation and impact. *Journal of Geophysical Research*, **104**(C9):20885-20910.
- DIDIÉ, C. & BAUCH, H. A. 2000. Species composition and glacial-interglacial variations in the ostracode fauna of the northeast Atlantic during the past 200,000 years. *Marine Micropaleontology*, **40**:105-129.
- DIDIÉ, C.; BAUCH, H. A. & HELMKE, J. P. 2002. Late Quaternary deep-sea ostracodes in the polar and subpolar North Atlantic: paleoecological and paleoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **184**:195-212.
- DIESTER-HAASS, L. & ZAHN, R. 1996. Eocene-Oligocene transition in the Southern Ocean: history of water mass circulation and biological productivity. *Geology*, **24**(2):163-166.
- DINGLE, R.V. & LORD, A.R. 1990. Benthic ostracods and deep water-masses in the Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **80**:213-235.
- DINGLE, R.V.; LORD, A.R. & BOOMER, I. 1989. Ostracod faunas and water masses across the continental margin off southwestern Africa. *Marine Geology*, **99**:323-328.
- _____. 1990. Deep-water Quaternary Ostracoda from the continental margin off south-western Africa (SE Atlantic Ocean). *Annals of the South African Museum*, **99**(9):245-366.
- DROZINSKI, N.G.S.; COIMBRA, J.C.; CARREÑO, A.L. & BERGUE, C.T. 2003. Ostracoda cool water masses indicators from the Rio Grande do Sul State, Brazil: a first approach. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **5**:59-71.
- DWYER, G.S; CRONIN, T.M.; BAKER, P.A.; RAYMO, M.E.; BUZAS, J.S. & CORRÉGE, T. 1995. North Atlantic deep-water temperature change during late Pliocene and late Quaternary climatic cycles. *Science*, **270**:1347-1351.
- EAGLES, G.; LIVERMORE, R. & MORRIS, P. 2006. Small basins in the Scotia Sea: the Eocene Drake Passage gateway. *Earth Planetary Science Letters*, **242**:343-353.
- EMILIANI, C. 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, **63**:538-578.

- EPSTEIN, S.; BUCHSBAUM, R.; LOWENSTAM, H. & UREY, H.C. 1951. Carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, **62**:417-425.
- _____. 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, **64**:1315-1325.
- GAIGER, F.J. 2006. *Mid-Pleistocene extinction of deep-sea Ostracoda?*. University of Canterbury, Dissertação de Mestrado, 101 f.
- GOMES, A.S. 2004. Análise de dados ecológicos. Niterói: UFF. 30 p. Apostila.
- GRIFFITHS, H. & HOLMES, J. 2000. *Non-marine ostracodes and Quaternary palaeoenvironments*. Technical Guide N° 8, Quaternary Research Association, London, 188 p.
- HAMMER, Ø. & HARPER, D.A.T. 2011. *Paleontological Statistics*. Version 2.10. Disponível em: <<http://folk.uio.no/ohammer/past>>. Acesso em: 11 jul. 2011.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, **235**:1156-1167.
- HARTMANN, G. & HARTMANN-SCHRÖDER, G. 1988. Deep-sea Ostracoda, taxonomy, distribution and morphology. In: HANAI, T.; IKEYA, N. & ISHIZAKI, K. (Eds.) *Evolutionary Biology of Ostracoda: its fundamentals and applications*. Tokyo: Kodansha. p. 699-707.
- HAUG, G.H. & TIEDEMANN, R. 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, **393**:673-676.
- HAUG, G.H.; SIGMAN, D.M.; TIEDEMANN, R.; PEDERSEN, T.F. & SARNTHEIN, M. 1999. Onset of permanent stratification in the subarctic Pacific Ocean. *Nature*, **401**:779-782.
- HORNE, D.J.; COHEN, A. & MARTENS, K. 2002. Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda. In: HOLMES, J.A. & CHIVAS, A.R. (Eds.) *The Ostracoda: applications in Quaternary research*. Washington, DC: American Geophysical Union. p. 5-36.
- HORNE, D.J.; SCHÖN, I.; SMITH, R.J. & MARTENS, K. 2005. What are Ostracoda?: a cladistic analysis of the extant superfamilies of the subclasses Myodocopa and Podocopa (Crustacea: Ostracoda). In: KOEBEMANN, S. & JENNER, R.A. (Eds.) *Crustacea and Arthropod relationships*. Florida: Taylor & Francis. p. 249-273.
- HUANG, R.X. 2010. *Ocean circulation: wind-driven and thermohaline processes*. New York: Cambridge University Press. 791 p.
- HUNT, G.; CRONIN, T.M. & ROY, K. 2005. Species-energy relationship in the deep-sea: a test using the Quaternary fossil record. *Ecology Letters*, **8**:739-747.
- IVANOVA, E.V. 2009. *The global thermohaline paleocirculation*. New York: Springer. 314 p.

- IVANOVA, E.V.; OSKINA, N.S. & BLYUM, N.S. 1986. Climatic zonality of the Atlantic, Indian and Pacific Oceans during the early Miocene. *Earth Science Section*, **288**(5):1185-1188.
- JAIN, S. & COLLINS, L.S. 2007. Trends in Caribbean Paleoproductivity related to the Neogene closure of the Central American Seaway. *Marine Micropaleontology*, **63**:57-74.
- JANSEN, E.; OVERPECK, J.; BRIFFA, K.R.; DUPLESSY, J.C.; JOOS, F.; MASSON-DELMOTTE, V.; OLAGO, D.; OTTO-BLIESNER, B.; PELTIER, W.R.; RAHMSTORF, S.; RAMESH, R.; RAYNAUD, D.; RIND, D.; SOLOMINA, O.; VILLALBA, R. & ZHANG, D. 2007. Palaeoclimate. In: SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K.B.; TIGNOR, M. & MILLER, H.L. (Eds.) *Climate Change 2007: the physical science basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press. p. 433-497.
- JELLINEK, T. & SWANSON, K. 2003. Report on the taxonomy, biogeography and phylogeny of mostly living benthic Ostracoda (Crustacea) from deep-sea samples (Intermediate Water depths) from the Challenger Plateau (Tasman Sea) and Campbell Plateau (Southern Ocean), New Zealand. *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, **558**:1-329.
- JELLINEK, T.; SWANSON, K. & MAZZINI, I. 2006. Is the cosmopolitan model still valid for deep-sea podocopid ostracods?. *Senckenbergiana maritima*, **36**(1):29-50.
- KEYSER, D. & WALTER, R. 2004. Calcification in ostracodes. *Revista Española de Micropaleontología*, **36**(1):1-11.
- KIDWELL, S.M. & FLESSA, K.W. 1996. The quality of fossil record: populations, species and communities. *Annual Reviews on Earth Planetary Sciences*, **24**:433-64.
- LAMBECK, K. & CHAPPEL, J. 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, **292**(5517):679-686.
- LIEBAU, A. 2005. A revised classification of the higher taxa of the Ostracoda (Crustacea). *Hydrobiologia*, **538**:115-117.
- LIVERMORE, R.; NANKIVELL, A.; EAGLES, G. & MORRIS, P. 2005. Paleogene opening of Drake Passage. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**:459-470.
- MACHADO, C.P. 2008. *(Paleo)Zoogeografia dos ostracodes holocênicos das regiões leste e nordeste da plataforma continental brasileira*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 291 f.
- MACHADO, C.P.; COIMBRA, J.C.; CARREÑO, A.L. 2005. The ecological and zoogeographical significance of the sub-Recent Ostracoda off Cabo Frio, Rio de Janeiro State, Brazil. *Marine Micropaleontology*, **55**:235-253.

- MACHADO, C.R.M.; KOWSMANN, R.O.; ALMEIDA JR., W.; MURAKAMI, C.Y.; SCHREINER, S.; MILLER, D.J. & PIAULINO, P.O.V. 2004. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos; modelo para heterogeneidade de reservatório. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **12**(2):287-315.
- MADDOCKS, R. 1982. Ostracoda. In: ABELE, L.G. (Ed.) *The biology of Crustacea: systematics, the fossil record, and biogeography*. New York: Academic Press. p. 221-329. v. 1.
- MAGURRAN, A.E. 1998. *Ecological diversity and its measurements*. Cambridge: University Press. 179 p.
- MAJORAN, S. & AGRENIUS. 1995. Preliminary observations of living *Krithe praetexta praetexta* (Sars, 1866), *Sarcocytheridea bradleyi* (Norman, 1865) and other marine ostracods in aquaria. *Journal of Micropalaeontology*, **14**:96.
- MAJORAN, S. & DINGLE, R.V. 2001. Palaeoceanographical changes recorded by Cenozoic deep-sea ostracod assemblages from the South Atlantic and the Southern Ocean (ODP Sites 1087 and 1088). *Lethaia*, **34**:63-83.
- MARTINSON, D.G.; PISIAS, N.G.; HAYS, J.D.; IMBRIE, J.; MOORE, T.C. & SHACKLETON, N.J. 1987. Age dating e the orbital theory of the Ice Ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, **27**:1-29.
- McKINNEY, C.R.; McCREA, J.M.; EPSTEIN, S. ALLEN, H.A. & UREY, H.C. 1950. Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios. *Review of Scientific Instruments*, **21**:724-730.
- MELLO, S.L.M.; DIAS, M.S. & FERRARI, A.L. 2004. A tectônica global. In: BAPTISTA NETO, J.A.; PONZI, V.R.A. & SICHEL, S.E. (Orgs.) *Introdução à geologia marinha*. Rio de Janeiro: Interciências. p. 53-81.
- MOORE, R. C. & PITRAT, C. W. 1961. *Treatise on invertebrate paleontology, Part Q, Arthropoda 3: Crustacea Ostracoda*. New York: Geological Society of America and University of Kansas Press, 442 p.
- NICOLAIDIS, D.D. 2008. *Ostracodes de águas profundas do Pleistoceno/Holoceno da Bacia de Campos: isótopos estáveis de oxigênio vs. mudanças faunísticas*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 65 f.
- NIER, A.O. 1947. A mass spectrometer for routine isotope abundance measurements. *Review of Scientific Instruments*, **11**:212-216.
- OAKLEY, T.H. & CUNNINGHAM, C.W. 2002. Molecular phylogenetic evidence for the independent evolutionary origin of an arthropod compound eye. *Proceedings of the National Academy of Science*, **99**(3):1426-1430.
- OCEAN circulation. 2004. Boston: The Open University. 286 p.

- PAILLARD, D.; LABEYRIE, L. & YIOU, P. 1996. *Macintosh program performs time-series analysis*, Eos Transactions AGU 77 (39).
- PATCHINEELAM, S.M. 2004. Circulação oceânica. In: BAPTISTA NETO, J.A.; PONZI, V.R.A. & SICHEL, S.E. (Orgs.) *Introdução à geologia marinha*. Rio de Janeiro: Interciências. p. 153-173.
- PEAT, H.J.; CLARKE, A. & CONVEY, P. 2007. Diversity and biogeography of the Antarctic flora. *Journal of Biogeography*, **34**:132-146.
- PELLIZZON, M.M. 2005. *Caracterização das unidades sísmicas, processos sedimentares e idade do cânion Almirante Câmara, Bacia de Campos*. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, Dissertação de Mestrado, 84 f.
- PETERSON, R.G. & STRAMMA, L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, **26**:1-73.
- PILLAR, V.D. 1996. *Variações espaciais e temporais na vegetação: métodos analíticos*. Disponível em: <<http://ecoqua.ecologia.ufrgs.br>>. Acesso em: 21 jun. 2011.
- PIVEL, M.A.G.; TOLEDO, F.A.L. & COSTA, K.B. 2010. Foraminiferal record of changes in summer monsoon precipitation at the Southeastern Brazilian Continental Margin since the Last Glacial Maximum. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **13**(2):79-88.
- POKORNÝ, V. 1978. Ostracodes. In: HAQ, B.U. & BOERSMA, A. *Introduction to marine micropaleontology*. New York: Elsevier. p 109-149.
- RAHMSTORF, S. 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, **419**:207-214.
- _____. 2006. Thermohaline ocean circulation. In: ELIAS, S.A. (Ed.) *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Amsterdam: Elsevier. p. 1-10.
- RAMOS, M.I.F. 1998. *Taxonomia e zoogeografia dos ostracodes marinhos recentes da plataforma continental sul-brasileira, entre Cabo Frio e Chuí*. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 258 f.
- RAMOS, M.I.F.; WHATLEY, R.C. & COIMBRA, J.C. 2004. Sub-recent marine Ostracoda (Pontocyprididae and Bairdiidae) from the southern Brazilian continental shelf. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **7**(3):311-318.
- RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.L.; ESTEVES, F.R. & FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1):203-217.
- REX, M.A.; STUART, C.T.; HESSLER, R.R.; ALLEN, J.A.; SANDERS, H.L. & WILSON, G.D.F. 1993. Global-scale latitudinal patterns of species diversity in the deep-sea benthos. *Nature*, **365**:636-639.

- RICOTTA, C.; AVENA, G. & CHIARUCCI, A. 2005. Quantifying the effects of nutrient addition of the taxonomic distinctness of serpentine vegetation. *Plant Ecology*, **179**:21-29.
- RICOTTA, C.A. 2004. A parametric diversity measure combining the relative abundances and taxonomic distinctiveness of species. *Diversity and distributions*, **10**:143-146.
- RODRIGUES, R.R.; ROTHSTEIN, L.M. & WIMBUSH, M. 2006. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: a numerical study. *Journal of Physical Oceanography*, **37**:16-30.
- RODRIGUES-LAZARO, J. & CRONIN, T.M. 1999. Quaternary glacial and the glacial Ostracoda in the thermocline of the Little Bahama Bank (NW Atlantic): palaeoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **152**:339-364.
- ROHLING, E.J. & COOKE, S. 1999. Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells. In: SEN GUPTA, B.K. (Ed.) *Modern Foraminifera*. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers. p. 239-258.
- RUDDIMAN, W.F. 1998. Early uplift in Tibet. *Nature*, **394**(6695):723-724.
- _____. 2005. *Plows, plagues & petroleum: how humans took control of climate*. Princeton: Princeton University Press. 202 p.
- SANJINÉS, A.E.S. 2006. *Biocronoestratigrafia de foraminíferos em três testemunhos do Pleistoceno-Holoceno do talude continental da Bacia de Campos, RJ – Brasil*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 119 f.
- SANJINÉS, A.E.S.; STROHSCHOEN JR., O. & VILELA, C.G. 2007. Elementos de estratigrafia de seqüências com base em foraminíferos do Pleistoceno-Holoceno. In: CARVALHO, I.S.; CASSAB, R.C.T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M.A.; FERNANDES, A.C.S.; RODRIGUES, M.A.C.; CARVALHO, M.S.S.; ARAI, M. & OLIVEIRA, M.E.Q. (Eds.) *Paleontologia: cenários de vida*. Rio de Janeiro: Interciência. p. 333-343. v. 2.
- SCHER, H.D. & MARTIN, E.E. 2006. Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. *Science*, **312**:428-430.
- _____. 2008. Oligocene deep water export from the North Atlantic and the development of the Antarctic Circumpolar Current examined with neodymium isotopes. *Paleoceanography*, **23**:1205.
- SCHILLING, A.C. 2007. *Amostragem da diversidade de espécies arbóreas em florestas tropicais: padrões e limitações de algumas medidas*. Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 83 f.
- SCHORNIKOV, E.I. 2005. The question of cosmopolitanism in the deep-sea ostracod fauna: the example of the genus *Pedicythere*. *Hydrobiologia*, **538**:193-215.

- SCIUTO, F. & ROSSO, A. 2008. Distribution pattern of deep-water ostracod assemblages from Lower Pleistocene sediments from Furnare, Sicily. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, **47**(1):33-43.
- SEAWATER: its composition, properties and behavior. 2004. The Open University, London, 168 p.
- SHACKLETON, N. 1967. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, **215**:15-17.
- SHEMESH, A.; HODELL, D.; CROSTA, X.; KANFOUSH, S.; CHARLES, C. & GUILDERSON, T. 2002. Sequence of events during the last deglaciation in Southern Ocean sediments and Antarctic ice cores. *Paleoceanography*, **17**(4):1056-1062.
- SIEDLER, G.; CHURCH, J. & GOULD, J. 2001. *Ocean circulation & climate: observing and modelling the global ocean*. San Diego: Academic Press. 715 p. (International geophysics series, 77).
- SILVA, I.A. & BATALHA, M.A. 2006. Taxonomic distinctness and diversity of a hyperseasonal savanna in central Brazil. *Diversity and Distributions*, **12**:725-730.
- SILVEIRA, I.C.A.; SCHMIDT, A.C.K.; CAMPOS, E.J.S.; GODOI, S.S. & IKEDA, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **48**(2):171-183.
- SMITH, A.J. & HORNE, D.J. 2002. Ecology of marine, marginal marine and nonmarine ostracodes. In: HOLMES, J.A. & CHIVAS, A.R. (Eds.) *The Ostracoda: applications in Quaternary research*. Washington, DC: American Geophysical Union. p. 37-64.
- SOUSA, S.H.M.; PASSOS, R.F.; FUKUMOTO, M.; SILVEIRA, I.C.A.; FIGUEIRA, R.C.L.; KOUTSOUKOS, E.A.M.; MAHIQUES, M.M. & REZENDE, C.E. 2006. Midlower bathyal benthic foraminifera of the Campos Basin, Southeastern Brazilian margin: biotopes and controlling ecological factors. *Marine Micropaleontology*, **61**:40-57.
- SOUTELINO, R.G. 2008. *A origem da Corrente do Brasil*. Instituto Oceanográfico, Universidade São Paulo, Dissertação de Mestrado, 101 f
- STICKLEY, C.E.; BRINKHUIS, H.; SCHELLENBERG, S.A.; SLUIJS, A.; RÖHL, U.; FULLER, M.; GRAUERT, M.; HUBER, M.; WARNAAR, J. & WILLIAMS, G.L. 2004. Timing and nature of the deepening of the Tasmanian Gateway. *Paleoceanography*, **19**(PA4027):1-18.
- STEWART, R.H. 2006. *Introduction to physical oceanography*. 344 p. Disponível em: <http://oceanworld.tamu.edu/ocmg_textbook/contents.html>. Acesso em: 16 abr. 2011.
- SWANSON, K.M. 1995. Strategies and evolutionary implications of carapace conservation in some living benthic marine Ostracoda. *Senckenbergiana Lethaea*, **75**:193-213.

- THOMAS, E.; BOOTH, L.; MASLIN, M. & SHACKELETON, N.J. 1995. Northeastern Atlantic bentic foraminifera during the last 45,000 years: changes in productivity seen from the bottom up. *Paleoceanography*, **10**:545-562.
- TOLEDO, F.A.L. 2000. *Variações paleoceanográficas nos últimos 30.000 anos no oeste do Atlântico Sul: isótopos de oxigênio, assembléias de foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 245 f.
- TOLEDO, F.A.L.; COSTA, K.B. & PIVEL, M.A.G. 2007. Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. *Global Planetary Change*, **57**:383-395.
- TOKUTAKE, L.R. & TOLEDO, F.A.L. 2007. Bioestratigrafia de nanofósseis calcários e estratigrafia de isótopos (C e O) do talude médio, Quaternário, porção norte da Bacia de Campos, Brasil. In: CARVALHO, I.S.; CASSAB, R.C.T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M.A.; FERNANDES, A.C.S.; RODRIGUES, M.A.C.; CARVALHO, M.S.S.; ARAI, M. & OLIVEIRA, M.E.Q. (Eds.) *Paleontologia: cenários de vida*. Rio de Janeiro: Interciência. p. 395-410. v. 2.
- UREY, H.C. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Geochemical Society*, **152**:190-219.
- VAN HARTEN, D. V. 1999. Origin and diversity of Cainozoic deep-sea Ostracoda. *Crustaceana*, **72**(8):993-998
- VAN MORKHOVEN, F.P.C.M. 1962a. *Post-Paleozoic Ostracoda: their morphology, taxonomy and economic use*. Volume I : general. Amsterdam: Elsevier. 204 p.
- _____. 1962b. *Post-Paleozoic Ostracoda: their morphology, taxonomy and economic use*. Volume II : generic descriptions. Amsterdam: Elsevier. 478 p.
- VANNIER, J. & ABE, K. 1992. Recent and early Palaeozoic myodocope ostracods: functional morphology, phylogeny, distribution and life-styles. *Palaeontology*, **35**:485-517.
- VIA, R.K. & THOMAS, D.J. 2006. Evolution of Atlantic thermohaline circulation: Early Oligocene onset of deep-water production in the North Atlantic. *Geology*, **34**:441-444.
- VIANA, A.R.; FAUGÈRES, J.C.; KOWSMANN, R.O.; LIMA, J.A.M.; CADDAH, L.F.G. & RIZZO, J.G. 1998. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, **115**(1-4):133-157.
- VICALVI, M.A. 1997. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático dos sedimentos do Quaternário superior do talude da Bacia de Campos, RJ, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **11**:132-165.
- WEIJER, W.; De RUIJTER, W.P.M.; STERL, A. & DRIJFHOUT, S.S. 2002. Response of the Atlantic overturning circulation to South Atlantic sources of buoyancy. *Global Planetary Change*, **34**:293-311.

- WEBB, C.O. 2000. Exploring the phylogenetic structure of ecological communities: an example for rain forest trees. *American Naturalist*, **156**:145-155.
- WHATLEY, R. 1995. Ostracoda and oceanic palaeoxygen levels. *Mitteilungen des Hamburgischen Zoologischen Museums und Instituts*, **92**:337-353.
- WHATLEY, R. & AYRESS, M. 1988. Pandemic and endemic distribution patterns in Quaternary deep-sea ostracods. In: HANAI, T.; IKEYA, N. & ISHIZAKI, K. (Eds.) *Evolutionary Biology of Ostracoda: its fundamentals and applications*. Tokyo: Kodansha. p. 739-755.
- WHATLEY, R. & COLES, G. 1987. The Late Miocene to Quaternary Ostracoda of Leg 94 Deep Sea Drilling Project. *Revista Española de Micropaleontología*, **19**(1):33-97.
- WHATLEY, R. C.; MOGUILEVSKY, M.; RAMOS, I. F. & COXILL, D. J. 1998. Recent deep and shallow water Ostracoda from the Antarctic Peninsula and the Scotia Sea. *Revista Española de Micropaleontología*, **30**:111-135.
- WHITMAN, W. 2006. Geleiras: o trabalho do gelo. In: PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J. & JORDAN, T.H. (Eds.) *Para entender a Terra*. Porto Alegre: Brookman. p. 387-420.
- WINTER, W.R.; JAHMERT, R.J. & FRANÇA, A.B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2):511-529.
- XU, J.; WANG, P.; HUANG, B.; LI, Q. & JIAN, Z. 2005. Response of planktonic foraminifera to glacial cycles: Mid-Pleistocene change in the southern South China Sea. *Marine Micropaleontology*, **45**:89-115.
- YASUHARA, M & CRONIN, T.M. 2008. Climatic influences on deep-sea benthic ostracode (Crustacea) species diversity for the last three million year. *Ecology*, **89**(11):S53-S65.
- YASUHARA, M; CRONIN, T.M. & ARBIZU, P.M. 2008a. Abyssal ostracods from the South and Equatorial Atlantic Ocean: biological and paleoceanographic implications. *Deep-Sea Research I*, **55**:490-497.
- YASUHARA, M.; CRONIN, T.M.; HUNT, G. & HODELL, D.A. 2009a. Deep-sea ostracods from the South Atlantic sector of the southern ocean during the last 370,000 years. *Journal of Paleontology*, **83**(6):914-930.
- YASUHARA, M; CRONIN, T.M.; MENOCA, P.B.; OKAHASHI, H. & LINSLEY, B.K. 2008b. Abrupt climate change and collapse of deep-sea ecosystems. *PNAS*, **105**(5):1556-1560.
- YASUHARA, M.; HUNT, G. CRONIN, T.M. & OKAHASHI, H. 2009b. Temporal latitudinal-gradient dynamics and tropical instability of deep-sea species diversity. *PNAS*, **106**:21717-21720.
- YASUHARA, M.; OKAHASHI, H. & CRONIN, T.M. 2009c. Taxonomy of Quaternary deep-sea ostracods from the western North Atlantic Ocean. *Palaeontology*, **52**(4):879-931.

ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E. & BILLUPS, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**:686-693.

ZACHOS, J.C.; RÖHL, U; SCHELLENBERG, S.A.; SLUIJS, A.; HODELL, D.A.; KELLY, D.C.; THOMAS, E.; NICOLO, M.; RAFFI, I.; LOURENS, L.J.; McCARREN, H. & KROON, D. 2005. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, **308**(5728):1611-1615.

ESTAMPAS

ESTAMPA 1

Cytherella serratula (Brady, 1880)

Figura 1. LS-01, VD, escala 100 µm

Cytherella sp.

Figura 2. LS-02, VE, escala 100 µm

Bairdoppilata sp.

Figura 3. LS-03, VD, escala 200 µm

Figura 4. LS-04, VD, vista interna, escala 200 µm

Bythocypris kyamos Whatley, Moguilevsky, Ramos & Coxill, 1998

Figura 5. LS-05, VD, escala 200 µm, LS-05

Bythocypris aff. *B. praerenis* Brandão, 2008

Figura 6. LS-06, VE, escala 100 µm

Bythocypris sp. 1

Figura 7. LS-07, VD, escala 100 µm

Bythocypris sp. 2

Figura 8. LS-08, VD, escala 100 µm

Australoecia atlantica Maddocks, 1977

Figura 9. LS-09, VD, fêmea, escala 100 µm

Figura 10. LS-10, VE, macho, escala 100 µm

Australoecia sp.

Figura 11. LS-11, VD, escala 100 µm

Argilloecia caju Yasuhara, Okahashi & Cronin, 2009

Figura 12. LS-12, VE, escala 100 µm

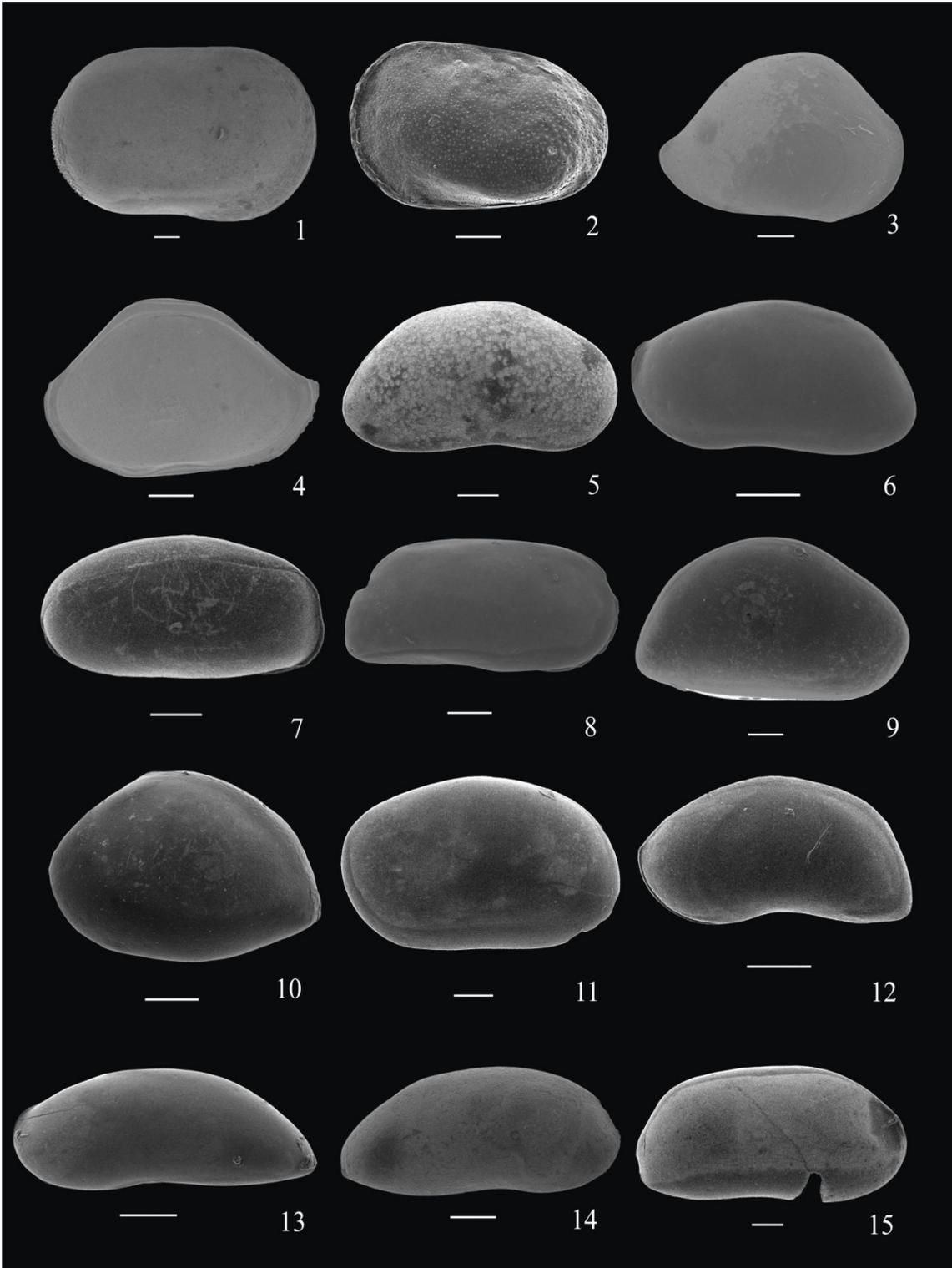
Argilloecia sp. 1

Figura 13. LS-13, VE, escala 100 µm

Figura 14. LS-14, VD, escala 100 µm

Argilloecia sp. 2

Figura 15. LS-15, VE, escala 50 µm



ESTAMPA 2***Macropyxis alanlordi* Brandão, 2008**

Figura 1. LS-16, VE, escala 200 µm

Figura 2. Mesmo espécime, vista interna por transparência, escala 100 µm

Figura 3. LS-17, VD, juvenil, escala 200 µm

***Macropyxis* sp. 1**

Figura 4. LS-18, VE, escala 100 µm

***Macropyxis* sp. 2**

Figura 5. LS-19, VD, juvenil, escala 100 µm

***Apatihowella (A.) melobesoides* (Brady, 1869)**

Figura 6. LS-20, VE, escala 100 µm

***Henryhowella asperrima* (Reus, 1850)**

Figura 7. LS-21, VE, escala 100 µm

***Ambocythere* sp.**

Figura 8. LS-22, VE, fêmea, escala 100 µm

***Poseidonamicus pintoi* Benson, 1972**

Figura 9. LS-23, VE, macho, escala 100 µm

***Krithe coimbrai* Carmo & Sanguinetti, 1999**

Figura 10. LS-24, VE, macho, escala 100 µm

Figura 11. LS-25, VD, macho, vista interna, escala 100 µm

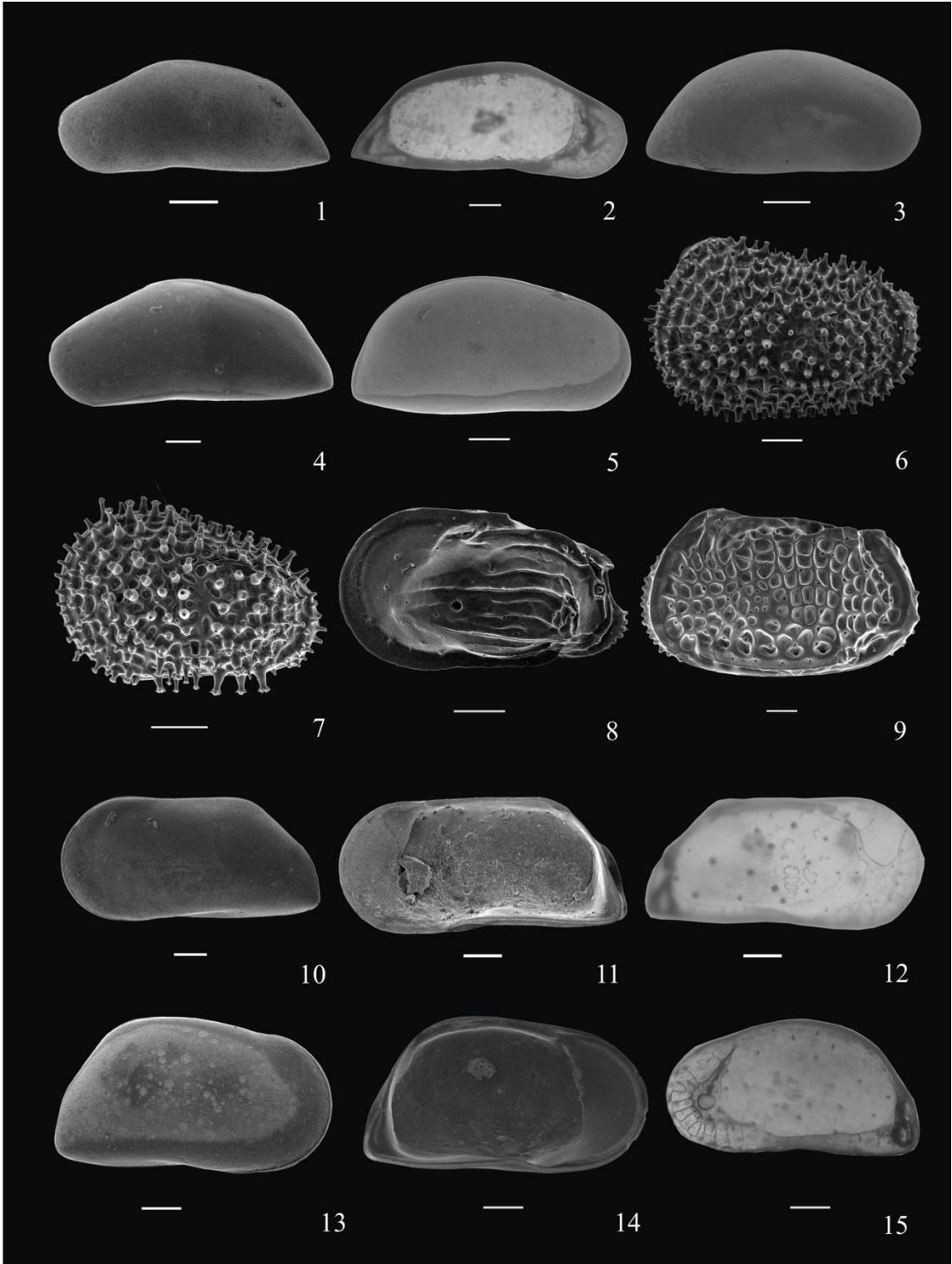
Figura 12. LS-26, VE, fêmea, vista interna por transparência, escala 100 µm

***Krithe dolichodeira* Bold, 1946**

Figura 13. LS-27, VD, escala 100 µm

Figura 14. LS-28, VE, vista interna, escala 100 µm

Figura 15. LS-29, VD, vista interna por transparência, escala 100 µm



ESTAMPA 3

Krithe minima Coles, Whatley & Moguevsky, 1994

Figura 1. LS-30, VE, escala 100 µm

Figura 2. Mesmo espécime, vista interna por transparência, escala 100 µm

Krithe morkhoveni morkhoveni Bold, 1960

Figura 3. LS-31, VD, escala 100 µm

Figura 4. LS-32, VD, vista interna por transparência, escala 100 µm

Krithe pernoides sinuosa Ciampo, 1986

Figura 5. LS-33, VD, escala 200 µm

Figura 6. LS-34, VD, vista interna por transparência, escala 200 µm

Krithe reversa Bold, 1958

Figura 7. LS-35, VD, escala 100 µm

Figura 8. LS-36, VE, vista interna, escala 100 µm

Figura 9. LS-37, VD, vista interna por transparência, escala 100 µm

Krithe trinidadensis Bold, 1958

Figura 10. LS-38, VE, escala 100 µm

Figura 11. LS-39, VE, vista interna por transparência, escala 100 µm

Krithe sp.

Figura 12. LS-40, VD, juvenil, escala 50 µm

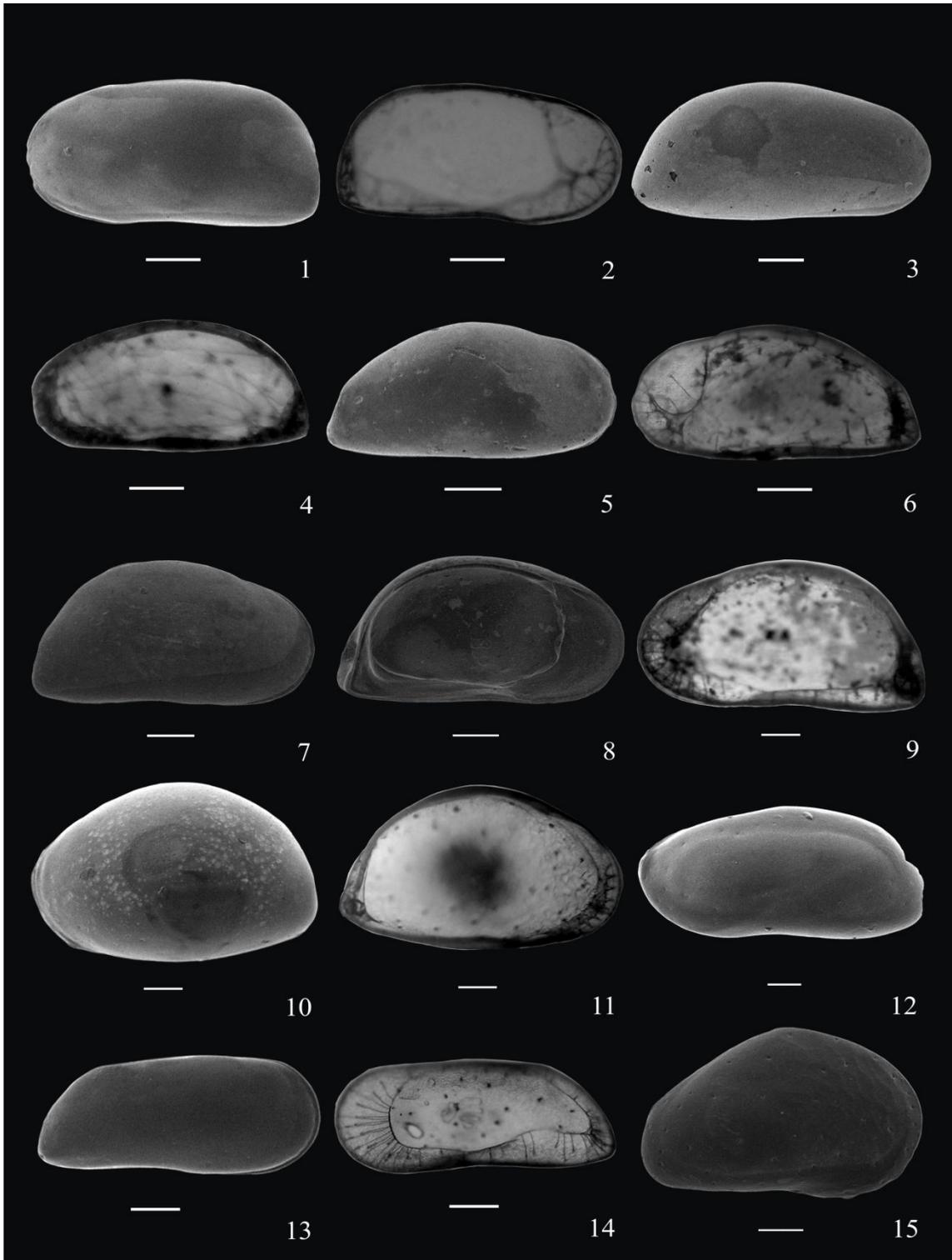
Parakrithe sp.

Figura 13. LS-41, VD, escala 100 µm

Figura 15. LS-42, VD, vista interna por transparência, escala 100 µm

Rotundracythere sp.

Figura 15. LS-43, VD, escala 50 µm



ESTAMPA 4

Microcythere cronini Bergue & Coimbra, 2008

Figura 1. LS-44, VE, macho, escala 50 µm

Microcythere sp. 1

Figura 2. LS-45, VE, escala 50 µm

Microcythere sp. 2

Figura 3. LS-46, VE, escala 50 µm

Ruggieriella sp.

Figura 4. LS-47, VE, escala 100 µm

Saida minuta Bergue & Coimbra, 2008

Figura 5. LS-48, VD, escala 50 µm

Aversovalva atlantica Whatley & Coles, 1987

Figura 6. LS-49, VE, escala 100 µm

Aversovalva cf. *A. hydrodynamica*

Figura 7. LS-50, VE, escala 50 µm

Figura 8. LS-51, VD, escala 50 µm

Aversovalva sp. 1

Figura 9. LS-52, VE, escala 50 µm

Aversovalva sp. 2

Figura 10. LS-53, VD, juvenil, escala 20 µm

Cytheropteron amphigyum Bergue & Coimbra, 2008

Figura 11. LS-54, VD, escala 100 µm

Cytheropteron dubia Colalongo & Pasini, 1980

Figura 12. LS-55, VD, escala 50 µm

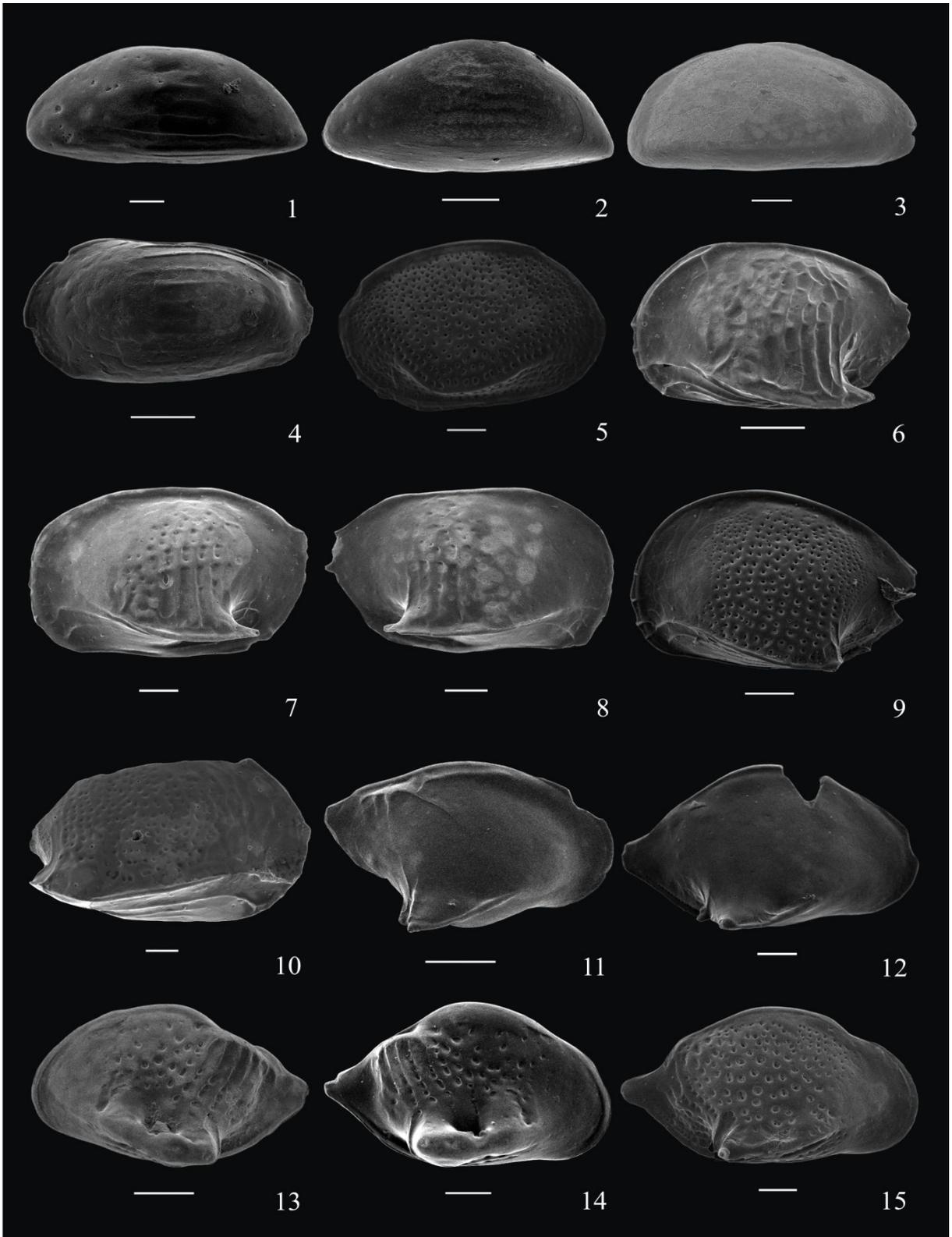
Cytheropteron porterae Whatley & Coles, 1987

Figura 13. LS-56, VE, escala 100 µm

Figura 14. LS-57, VD, escala 50 µm

Cytheropteron sp. 1

Figura 15. LS-58, VD, escala 50 µm



ESTAMPA 5

***Cytheropteron* sp. 2**

Figura 1. LS-59, VE, escala 50 μ m

***Cytheropteron* sp. 3**

Figura 2. LS-60, VD, juvenil, escala 50 μ m

***Eucytherura* sp. 1**

Figura 3. LS-61, VE, escala 20 μ m

***Eucytherura* sp. 2**

Figura 4. LS-62, VE, escala 50 μ m

***Eucytherura* sp. 3**

Figura 5. LS-63, VE, escala 50 μ m

***Hemiparacytheridea* sp.**

Figura 6. LS-64, VE, escala 50 μ m

***Pedicythere* sp.**

Figura 7. LS-65, VE, escala 50 μ m

***Bythoceratina* sp.**

Figura 8. LS-66, VE, escala 50 μ m

***Pseudocythere caudata* Sars, 1866**

Figura 9. LS-67, VE, escala 100 μ m

***Pseudocythere* sp. 1**

Figura 10. LS-68, VE, escala 100 μ m

Figura 11. LS-69, VD, vista interna, valva quebrada, escala 100 μ m

***Pseudocythere* sp. 2**

Figura 12. LS-70, VD, escala 100 μ m

***Paradoxostoma* sp.**

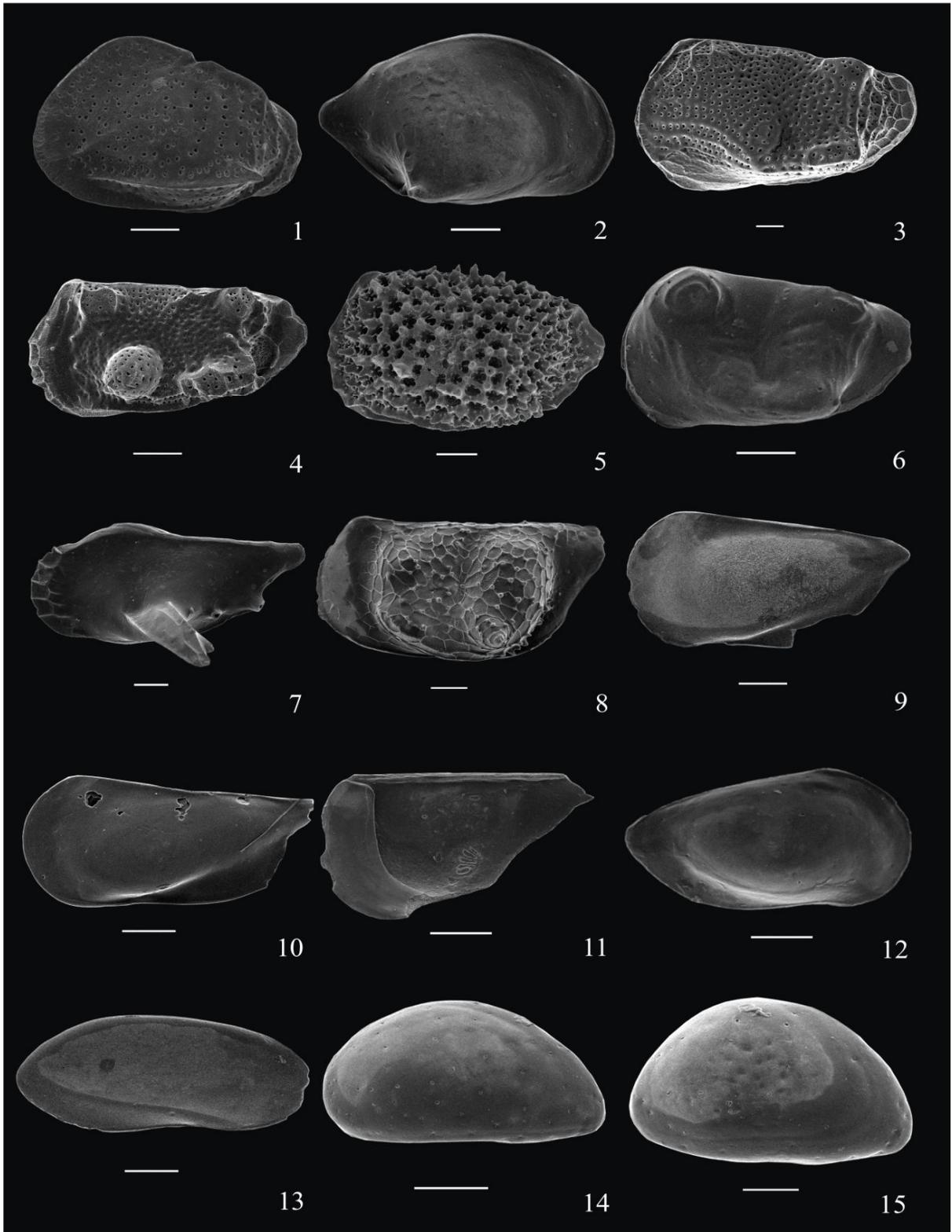
Figura 13. LS-71, VE, escala 100 μ m

***Xestoleberis* sp. 1**

Figura 14. LS-72, VE, escala 100 μ m

***Xestoleberis* sp. 2**

Figura 15. LS-73, VE, escala 50 μ m



ESTAMPA 6

Xestoleberis sp. 3

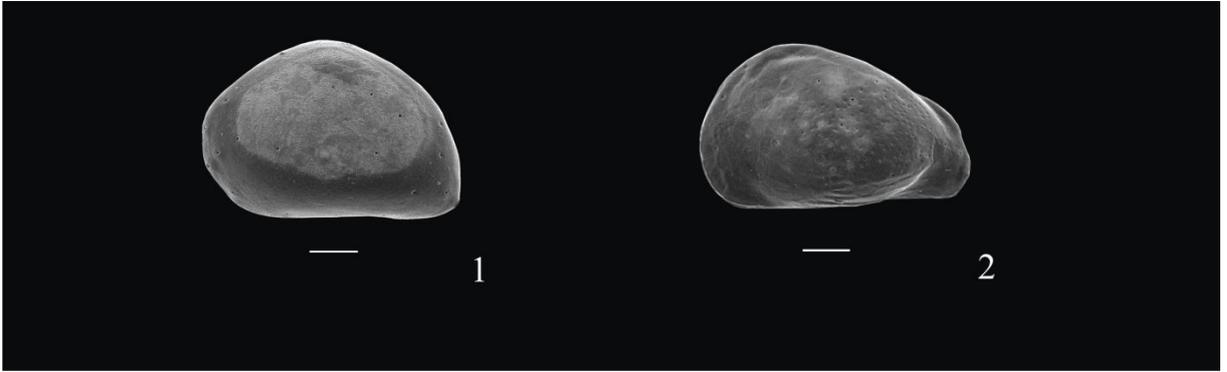
Figura 1. LS-74, VE, escala 50 μ m

Gen. *et* sp. indet. A

Figura 2. LS-75, VE, escala 50 μ m

Sartori, 2011

Estampa 6



APÊNDICE A – Lista dos gêneros e espécies citados nesta dissertação.

Ostracodes	Autoria
<i>Ambocythere</i>	Bold, 1957
<i>Apatihowella</i>	Jellinek & Swanson, 2003
<i>Apatihowella (A.) melobesiodes</i>	(Brady, 1869)
<i>Argilloecia</i>	Sars, 1866
<i>Argilloecia acuminata</i>	Müller, 1894
<i>Argilloecia caju</i>	Yasuhara, Okahashi & Cronin, 2009
<i>Australoecia</i>	Mckenzie, 1967
<i>Australoecia atlantica</i>	Maddocks, 1977
<i>Aversoalva</i>	Hornibrook, 1987
<i>Aversoalva atlantica</i>	Whatley & Coles, 1987
<i>Aversoalva hydrodynamica</i>	Whatley & Coles, 1987
<i>Bairdoppilata</i>	Coryel, Sample & Jennings, 1935
<i>Bosquetina mucronalatum</i>	(Brady, 1880)
<i>Bradleya</i>	Hornibrook, 1952
<i>Bythoceratina</i>	Hornibrook, 1952
<i>Bythocypris</i>	Brady, 1880
<i>Bythocypris kyamos</i>	Whatley, Moguelevsky, Ramos & Coxill, 1998
<i>Bythocypris praerenis</i>	Brandão, 2008
<i>Bythocypris weddellensis</i>	Brandão, 2008
<i>Callystocythere</i>	Ruggieri, 1953
<i>Caudites</i>	Coryell & Fields, 1937
<i>Caudites nipeensis</i>	Bold, 1946
<i>Caudites vandenboldi</i>	Coimbra & Ornellas, 1987

continua

<i>Coquimba</i>	Ohmert, 1968
<i>Cornucoquimba</i>	Ohmert, 1968
<i>Cornucoquimba conulata</i>	Ramos, 1996
<i>Cyprideis</i>	Jones, 1857
<i>Cypridina</i>	Milne-Edward, 1840
<i>Cypris</i>	Müller, 1776
<i>Cytherella</i>	Jones, 1894
<i>Cytherella serratula</i>	(Brady, 1880)
<i>Cytheropteron</i>	Sars, 1866
<i>Cytheropteron amphigyum</i>	Bergue & Coimbra, 2008
<i>Cytheropteron didieae</i>	Yasuhara, Okahashi & Cronin, 2009
<i>Cytheropteron dubium</i>	Colalongo & Pasini, 1980
<i>Cytheropteron porterae</i>	Whatley & Coles, 1987
<i>Cytherura</i>	Sars, 1866
<i>Dutoitella</i>	Dingle, 1981
<i>Echinocythereis</i>	Puri, 1957
<i>Elpidium</i>	Müller, 1880
<i>Eucythere</i>	Brady, 1868
<i>Eucythere multituberculata</i>	Ayress, Whatley, Downing & Millson, 1995
<i>Eucytherura</i>	Müller, 1894
<i>Gigantocypris</i>	Müller, 1895
<i>Hemicytherura</i>	Elofson, 1941
<i>Hemingwayella</i>	Neale, 1975
<i>Hemiparacytheridea</i>	Herrig, 1963
<i>Henryhowella</i>	Puri, 1957
<i>Henryhowella asperrima</i>	(Reus, 1850)
<i>Kangarina</i>	Coryel & Fields, 1937

<i>Krithe</i>	Brady, Crooskey & Robertson, 1874
<i>Krithe coimbrai</i>	Carmo & Sanguinetti, 1999
<i>Krithe dolichodeira</i>	Bold, 1946
<i>Krithe minima</i>	Coles, Whatley & Moguevsky, 1994
<i>Krithe morkhoveni morkhoveni</i>	Bold, 1960
<i>Krithe pernoides sinuosa</i>	Ciampo, 1986
<i>Krithe reversa</i>	Bold, 1958
<i>Krithe trinidadensis</i>	Bold, 1958
<i>Legitimocythere</i>	Coles & Whatley, 1989
<i>Loxoconcha</i>	Sars, 1866
<i>Loxoconcha bullata</i>	Hartmann, 1956
<i>Loxocorniculum</i>	Benson & Coleman, 1963
<i>Macropyxis</i>	Maddocks, 1990
<i>Macropyxis alanlordi</i>	Brandão, 2008
<i>Manawa staceyi</i>	Swanson, 1989
<i>Meridionalicythere</i>	Whatley, Chadwick, Coxill & Toy, 1987
<i>Meridionalicythere? dubia</i>	Ramos, 1998
<i>Mesocypris</i>	Daday, 1908
<i>Microcythere</i>	Müller, 1894
<i>Microcythere cronini</i>	Bergue & Coimbra, 2008
<i>Neocaudites</i>	Puri, 1960
<i>Oculocytheropteron</i>	Bate, 1972
<i>Oculocytheropteron circumconstatum</i>	Ramos, Coimbra, Whatley & Moguevsky, 1999
<i>Oculocytheropteron delicatum</i>	Ramos, Coimbra, Whatley & Moguevsky, 1999
<i>Oxycythereis</i>	Benson, 1974
<i>Paracytheridea</i>	Müller, 1894
<i>Paradoxostoma</i>	Fischer, 1853

<i>Parakrithe</i>	Bold, 1958
<i>Pedicythere</i>	Eagar, 1965
<i>Pontocypris</i>	Sars, 1866
<i>Poseidonamicus</i>	Benson, 1972
<i>Poseidonamicus pintoii</i>	Benson, 1972
<i>Pseudocythere</i>	Sars, 1866
<i>Pseudocythere caudata</i>	Sars, 1866
<i>Rotundraczythere</i>	Mandelstam, 1958
<i>Ruggieriella</i>	Colalongo & Pasini, 1980
<i>Saida</i>	Hornibrook, 1952
<i>Saida minuta</i>	Bergue & Coimbra, 2008
<i>Semicytherura</i>	Wagner, 1957
<i>Xestoleberis</i>	Sars, 1866

Foramíniferos

<i>Cibicidoides</i>	Thalman, 1939
<i>Globigerina</i>	Orbigny, 1826
<i>Globigerinoides</i>	Cushman, 1927
<i>Globigerinoides ruber</i>	(Orbigny, 1839)
<i>Globorotalia menardii</i>	Orbigny, 1865
<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	Orbigny, 1839
<i>Uvigerina</i>	Orbigny, 1826

Cocolitoforídeos

<i>Emiliana huxley</i>	(Lohmann, 1902)
------------------------	-----------------

APÊNDICE C – Dados brutos de diversidade e abundância nas amostras.

Amostras	2	3	4	6	7	8	9	10	12	13	14	16	17	18	20
Taxa (S)	11	5	10	8	18	10	7	8	8	6	9	6	7	3	3
Indivíduos	13	7	13	13	22	12	12	9	9	7	11	6	7	4	6
Shannon-Wiever	2,35	1,55	2,25	1,93	2,82	2,25	1,79	2,04	2,04	1,75	2,15	1,79	1,95	1,04	0,87
Equitabilidade	0,98	0,96	0,98	0,93	0,97	0,98	0,92	0,98	0,98	0,98	0,98	1	1	0,95	0,79

APÊNDICE D – Lista dos níveis taxonômicos.

Espécie	Gênero	Família	Superfamília	Subordem	Ordem
<i>Ambocythere</i> sp.	<i>Ambocythere</i>	Cytherettidae	Trachyleberidoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Apatihowella (A.) melobesioidea</i>	<i>Apatihowella</i>	Trachyleberitidae	Trachyleberidoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Argilloecia caju</i>	<i>Argilloecia</i>	Cypridae	Cypridoidea	Cypridocopina	Podocopida
<i>Argilloecia</i> sp. 1	<i>Argilloecia</i>	Cypridae	Cypridoidea	Cypridocopina	Podocopida
<i>Australoecia atlantica</i>	<i>Australoecia</i>	Pontocypridae	Pontocypridoidea	Cypridocopina	Podocopida
<i>Aversovalva atlantica</i>	<i>Aversovalva</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Aversovalva</i> aff. <i>A. hydrodynamica</i>	<i>Aversovalva</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Aversovalva</i> sp. 1	<i>Aversovalva</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Bairdoppilata</i> sp.	<i>Bairdoppilata</i>	Bardiidae	Bardioidea	Bairdiocopina	Podocopida
<i>Bythoceratina</i> sp.	<i>Bythoceratina</i>	Bythocytheridae	Bythocytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Bythocypris kyamos</i>	<i>Bythocypris</i>	Bythocypridae	Bardioidea	Bairdiocopina	Podocopida
<i>Bythocypris</i> sp. 1	<i>Bythocypris</i>	Bythocypridae	Bardioidea	Bairdiocopina	Podocopida
<i>Cytherella serratula</i>	<i>Cytherella</i>	Cytherellidae	Cytherelloidea	Platycopina	Platycopida

continua

<i>Cytherella</i> sp.	<i>Cytherella</i>	Cytherellidae	Cytherelloidea	Platycopina	Platycopida
<i>Cytheropteron amphigyum</i>	<i>Cytheropteron</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Cytheropteron dubia</i>	<i>Cytheropteron</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Cytheropteron porterae</i>	<i>Cytheropteron</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Cytheropteron</i> sp. 1	<i>Cytheropteron</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Cytheropteron</i> sp. 2	<i>Cytheropteron</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Eucytherura</i> sp. 1	<i>Eucytherura</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Eucytherura</i> sp. 2	<i>Eucytherura</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Eucytherura</i> sp. 3	<i>Eucytherura</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Hemiparacytheridea</i> sp. 1	<i>Hemiparacytheridea</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Henryhowella aspirrima</i>	<i>Henryhowella</i>	Trachyleberididae	Trachyleberidoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Kriithe coimbrai</i>	<i>Kriithe</i>	Krithidae	Cytherideoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Kriithe dolichodeira</i>	<i>Kriithe</i>	Krithidae	Cytherideoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Kriithe minima</i>	<i>Kriithe</i>	Krithidae	Cytherideoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Kriithe morkhoveni morkhoveni</i>	<i>Kriithe</i>	Krithidae	Cytherideoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Kriithe pernoides sinuosa</i>	<i>Kriithe</i>	Krithidae	Cytherideoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Kriithe reversa</i>	<i>Kriithe</i>	Krithidae	Cytherideoidea	Cytherocopina	Podocopida

continua

<i>Krithe trinidadensis</i>	<i>Krithe</i>	Krithidae	Cytherideoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Macropyxis alanlordi</i>	<i>Macropyxis</i>	Macropyrididae	Macropyridoidea	Cypridocopina	Podocopida
<i>Macropyxis</i> sp. 1	<i>Macropyxis</i>	Macropyrididae	Macropyridoidea	Cypridocopina	Podocopida
<i>Microcythere cronini</i>	<i>Microcythere</i>	Microcytheridae	Cytherideoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Microcythere</i> sp. 1	<i>Microcythere</i>	Microcytheridae	Cytherideoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Microcythere</i> sp. 2	<i>Microcythere</i>	Microcytheridae	Cytherideoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Paradoxostoma</i> sp.	<i>Paradoxostoma</i>	Paradoxostomatidae	Paradoxostomatoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Parakrithe</i> sp.	<i>Parakrithe</i>	Krithidae	Cytherideoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Pedicythere</i> sp.	<i>Pedicythere</i>	Cytheruridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Poseidonamicus pintoi</i>	<i>Poseidonamicus</i>	Hemicytheridae	Trachyleberidoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Pseudocythere caudata</i>	<i>Pseudocythere</i>	Bythocytheridae	Bythocytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Pseudocythere</i> sp. 1	<i>Pseudocythere</i>	Bythocytheridae	Bythocytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Pseudocythere</i> sp. 2	<i>Pseudocythere</i>	Bythocytheridae	Bythocytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Rotundracythere</i> sp.	<i>Rotundracythere</i>	Eucytheridae	Cytherideoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Ruggieriella</i> sp.	<i>Ruggieriella</i>	Cytheridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Saida minuta</i>	<i>Saida</i>	Cytheridae	Cytheroidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Xestoleberis</i> sp. 1	<i>Xestoleberis</i>	Xestoleberidae	Xestoleberidoidea	Cytherocopina	Podocopida

continua

<i>Xestoleberis</i> sp. 2	<i>Xestoleberis</i>	Xestoleberididae	Xestoleberidoidea	Cytherocopina	Podocopida
<i>Xestoleberis</i> sp. 3	<i>Xestoleberis</i>	Xestoleberididae	Xestoleberidoidea	Cytherocopina	Podocopida