

INSTITUTO DE QUÍMICA

PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ALINE MARTINS MEGA

**VARIAÇÃO DO PESO-NORMALIZADO PELO TAMANHO DE FORAMINÍFEROS
PLANCTÔNICOS COMO *PROXY* PARA AVALIAÇÃO DE PROCESSOS DE
DISSOLUÇÃO DURANTE OS ÚLTIMOS 70 MIL ANOS NO SUDOESTE DO
ATLÂNTICO**

Niterói

2017

ALINE MARTINS MEGA

**VARIAÇÃO DO PESO-NORMALIZADO PELO TAMANHO DE FORAMINÍFEROS
PLANCTÔNICOS COMO *PROXY* PARA AVALIAÇÃO DE PROCESSOS DE
DISSOLUÇÃO DURANTE OS ÚLTIMOS 70 MIL ANOS NO SUDOESTE DO
ATLÂNTICO**

Dissertação de mestrado apresentada ao
Curso de Pós-Graduação em Geociências da
Universidade Federal Fluminense, como
requisito parcial para a obtenção do Grau de
Mestre. Área de Concentração: Geoquímica
Ambiental.

Orientadora:

Profa. Dra. ANA LUIZA SPADANO ALBUQUERQUE.

Coorientador:

Prof. Dr. CRISTIANO MANSUR CHIESSI

Niterói

2017

UFF. SDC. Biblioteca de Pós-Graduação em Geoquímica

M496 Mega, Aline Martins.

Variação do peso-normalizado pelo tamanho de foraminíferos planctônicos como *proxy* para avaliação de processos de dissolução durante os últimos 70 mil anos no Sudoeste do Atlântico / Aline Martins Mega. – Niterói : [s.n.], 2017.

106 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação (Mestrado em Geociências - Geoquímica Ambiental) - Universidade Federal Fluminense, 2017.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Ana Luiza Spadano Albuquerque.
Coorientador: Prof. Dr. Cristiano Mansur Chiessi.

1. Foraminífero planctônico. 2. Sistema carbonato. 3. Microestrutura. 4. Período glacial. 5. Sudoeste do Oceano Atlântico. 6. Produção intelectual. I. Título.

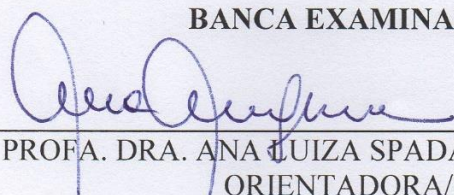
ALINE MARTINS MEGA

**VARIAÇÃO DO PESO-NORMALIZADO PELO TAMANHO DE
FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS COMO PROXY PARA
AVALIAÇÃO DE PROCESSO DE DISSOLUÇÃO DURANTE OS
ÚLTIMOS 70 MIL ANOS NO SUDOESTE DO ATLÂNTICO**

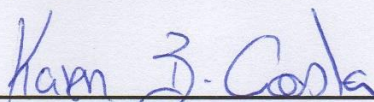
Dissertação apresentada ao Curso de Pós - Graduação
em Geociências da Universidade Federal Fluminense,
como requisito parcial para a obtenção do **Grau
de Mestre**. Área de Concentração: **Geoquímica
Ambiental**.

Aprovada em maio de 2017.

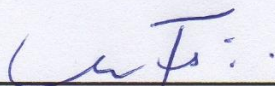
BANCA EXAMINADORA



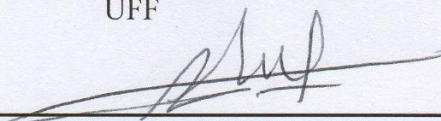
PROFA. DRA. ANA LUIZA SPADANO ALBUQUEQUE
ORIENTADORA/UFF



PROFA. DRA. KAREN BADARACO COSTA
USP



PROFA. DRA. CATIA FERNANDES BARBOSA
UFF



PROF. DR. GWENAEL YVES ABRIL
IRD-FRANÇA/UFF

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a CAPES pela concessão da bolsa de estudos ao longo do período desse mestrado.

A minha orientadora, Ana Luiza Albuquerque, por ter me recebido de braços abertos e me mostrar um mundo completamente novo, pelo qual sou apaixonada agora. Você é uma das pessoas mais gentis e determinadas que eu conheço!

Aos meus pais, Franceliza e André, por acreditarem nos meus sonhos, fazendo todo o possível para que eles se tornem realidade. Amo muito vocês.

Aos meus avós, tios e primos, por serem a base mais sólida que eu poderia ter.

Ao meu namorado, Tiago Barbalho, por caminhar ao meu lado ao longo desses anos, e por ser uma das pessoas mais positivas que eu conheço. E também a sua família maravilhosa, que me acolheu com tanto carinho no Rio de Janeiro.

A todos que fazem parte da grande família do LOOP, e também a todos os meus colegas de turma, por toda a parceria. Especialmente aos meus amigos Ana Beatriz Oaquim e Thiago Andrade, por todo o apoio e companheirismo, sem vocês essa jornada não teria a mesma graça!

Aqueles que me passaram ensinamentos valiosos para desenvolver essa dissertação: meu co-orientador Cristiano Chiessi, Bruna Dias, Douglas Lessa, Thiago Santos, Adriana Perretti, Katia Jaworski. Vocês são ótimos professores!

Aos amigos, que me incentivaram a dar esse novo passo: Fernanda Tomazelli, Roberto Romano, CMG Bentes (*in memoriam*), Gustavo Banegas, Mariana Nogueira e Jacqueline Santos.

Aos professores, alunos e funcionários da Pós Graduação em Geoquímica Ambiental, pela convivência diária leve e animada.

Você deve fazer as coisas que acha que não consegue fazer.

Eleanor Roosevelt.

RESUMO

Os oceanos funcionam como um reservatório natural de carbono, no qual sua solubilidade na superfície dos oceanos varia de acordo com a temperatura. Antes do período industrial, as variações na concentração de CO₂ atmosférico estavam fortemente associadas às transições glacial-interglacial (G-IG), onde os menores valores de CO₂ na atmosfera foram registrados nos períodos glaciais, decorrente do aumento da solubilidade do CO₂ nos oceanos. Nesses períodos, o aumento da solubilidade do CO₂ na coluna d'água estimulou a produção de íons carbonato, beneficiando organismos que calcificam carbonato de cálcio (CaCO₃) em suas conchas e esqueletos. O processo inverso, ou seja, menor solubilidade do CO₂ e, consequentemente, menor disponibilidade de íons carbonatos nos oceanos marcou os períodos interglaciais. O presente estudo teve como objetivo avaliar os efeitos das variações no peso-normalizado pelo tamanho (do inglês, *size-normalized weight*, SNW) de foraminíferos planctônicos durante os últimos 70.000 anos no Sudoeste do Atlântico visando compreender os efeitos da calcificação e/ou dissolução do carbonato e da microestrutura das testas de foraminíferos planctônicos que viviam na porção superior da coluna d'água (*G. ruber-white* e *G. sacculifer*-sem saco). Para tanto, foi utilizado um testemunho coletado na Bacia de Santos a 2225 m de profundidade, que compreende os últimos 185 mil anos, dos quais os primeiros 70 mil anos foram estudados. Os resultados mostraram que ambas as espécies apresentaram um aumento do SNW na transição entre os períodos G-IG, associado com indícios de dissolução nas testas do período glacial, quando observada a microestrutura. Esses resultados demonstram a ação corrosiva das águas de fundo durante os glaciais e diferem dos obtidos em outros estudos realizados no Atlântico Norte que registram características menos corrosivas durante o último glacial em profundidades de até 3500 metros. A redução no peso das testas durante o período glacial foi atribuída à ação da dissolução dos carbonatos. A dissolução pode ocorrer abaixo da camada denominada lisoclina, porém apesar da grande mudança na profundidade da lisoclina durante os glaciais no Atlântico Sul, o testemunho, ainda assim, estaria 800 m acima da influência da lisoclina. Acima da lisoclina, a dissolução dos carbonatos pode ocorrer por diversos outros fatores, tais como pelo aumento da geração de CO₂ pela atividade bentônica durante eventos de aumento de produtividade. Essa atividade bentônica tornaria a camada da interface água-sedimento corrosiva às estruturas carbonáticas. Nesse sentido, foram registrados no testemunho estudado um aumento nos teores de sílica e ferro, nutrientes que poderiam estimular um aumento da produtividade primária, o que se refletiria nos altos níveis de carbono orgânico também registrados no testemunho durante o período glacial, estimulando, assim, a atividade bentônica. Outra possibilidade que explicaria a dissolução observada é decorrente de mudança na geometria das massas d'água durante os glaciais, o qual promoveria o contato do sedimento com massas d'água Antárticas (Águas de Fundo Antárticas-AFA), que são mais corrosivas. Entretanto, estudos anteriores realizados com o mesmo testemunho e baseados em isótopos de neodímio não corroboram a ocorrência de mudanças na geometria das massas d'água na região, pelo menos para os últimos 25 mil anos.

Palavras-chave: Sistema carbonato. Peso-normalizado pelo tamanho. Período Glacial-Interglacial.

ABSTRACT

Oceans work as a natural reservoir of carbon, where the solubility in the surface varies with temperature. Before the industrial period, variations in the atmospheric CO₂ concentration were strongly associated with the glacial-interglacial (G-IG) transitions, where the lowest atmosphere CO₂ values were recorded in the glacial periods, due to the increase in the CO₂ solubility. In these periods, the increase of the CO₂ solubility in the water column stimulated the production of carbonate ions, benefiting organisms that calcify calcium carbonate (CaCO₃) in their shells. The inverse process, that is, the lower CO₂ solubility and, consequently, lower carbonate ions availability in the oceans marked the interglacial periods. The objective of this study was to evaluate the effects of size-normalized weight during the last 70.000 years in the Southwest Atlantic to understand the effects of calcification and/or dissolution of carbonate and microstructure analysis of the Planktonic foraminifera that lived in the upper portion of the water column (*G. ruber*-white) and *G. sacculifer*). For that, a core collected in the Santos Basin at 2225 m depth was used, which includes the last 185 thousand years, of which the first 70 thousand years were studied. The results showed that both species showed an increase in SNW at the transition between the G-IG periods, associated with evidence of dissolution in the glacial period, when the microstructure was observed. These results demonstrate the corrosive action of the bottom waters during the glaciers and differ from those obtained in other studies conducted in the North Atlantic that record less corrosive characteristics during the last glacial in depths of up to 3500 meters. The reduction in the weight of the shells during the glacial period was attributed to the action of the carbonate dissolution. The dissolution may occur below the lysoclin layer, but despite the large change in lysoclin depth during the glaciers in the South Atlantic, the corer would still be 800 m above the influence of lysoclin. Above lysoclin, the carbonate dissolution can occur due to several other factors, such as the increase of CO₂ generation by benthic activity during productivity increase events. This benthic activity would make the water-sediment interface layer corrosive to carbonate structures. In this sense, an increase in silica and iron contents was recorded in the studied corer, nutrients which could stimulate an increase in primary productivity, which would be reflected in the high levels of organic carbon also recorded in the corer during the glacial period, stimulating benthic activity. Another possibility that would explain the observed dissolution is due to a change in the geometry of the water masses during the glaciers, which would promote the contact of the sediment with Antarctic water masses (Antarctic Bottom Water-ABW), which are more corrosive. However, previous studies carried out with the same evidence and based on neodymium isotopes do not corroborate the occurrence of changes in the geometry of water masses in the region, at least 25 ka years.

Keyword: Carbonate system. Size-normalized by Weight. Glacial-Interglacial Transitions.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Distribuição de CO₂ antropogênico nos oceanos (moles m⁻²). Maiores taxas de absorção estão localizadas no Atlântico Norte 17
- Figura 2** - Diagrama simplificado do ciclo do carbono nos oceanos, e a interação entre a atmosfera, a coluna d'água e o sedimento de fundo 18
- Figura 3** - Relação entre o CO₃ estimado na coluna d'água (μmol/kg) através do testemunho AAS9/21 coletado no oceano Índico a 1807 m de profundidade, e CO₂ (ppmv) medido no testemunho de gelo Taylor Dome coletado na Antártica. É possível observar uma relação diretamente proporcional entre as duas variáveis 21
- Figura 4** - Estimativa das variações da pressão parcial de CO₂ atmosférico (μatm) (linha contínua) e do pH estimado da água do mar (linha tracejada) ao longo do tempo 24
- Figura 5** - Concentração relativa (%) das diferentes formas de carbono dissolvido nos oceanos em função do pH. Dióxido de carbono (linha tracejada); Íons bicarbonato (linha contínua); Íon carbonato (linha pontilhada) 26
- Figura 6** - A: Indivíduos representativos da espécie *Globigerinoides ruber* (white). B: *Globigerinoides sacculifer* (sem saco). Ambos coletados no testemunho GL1090 28
- Figura 7** - Mudanças no peso das testas (μg) da espécie *Globigerinoides sacculifer* de acordo com a profundidade da coluna d'água (km) no Sierra Leone Rise e W. Little Bahama Bank atribuídas a calcificação secundária e dissolução. A profundidade da lisoclina no Sierra Leone Rise foi determinada através do aumento na fragmentação das testas segundo Curry e Lohmann (1986) 33
- Figura 8** - Gráficos com o peso total das testas (μg) no intervalo de tamanho 355-415 μm, de amostras de topo de testemunho para três espécies de foraminíferos planctônicos em relação a concentração de íons carbonato (mol/kg). As linhas de 0,30 μg μmol⁻¹ kg⁻¹ são as que melhor se ajustam aos dados. As linhas horizontais representam a zona crítica de concentração de carbonato, onde os pesos das testas sofrem redução. O último gráfico representa os índices de tamanho propostos por Broecker e Clark (1999) para as amostras de onde as testas foram coletadas 35

Figura 9 - Reconstrução da concentração de CO ₃ ²⁻ nas zonas equatoriais dos Oceanos Atlântico e Pacífico durante o último período glacial. Reconstrução baseada nas diferenças de peso das testas coletadas nas amostras de core-top e do período glacial. As diferenças entre as concentrações de CO ₃ ²⁻ no glacial e Holoceno foram calculadas com base na relação de 0,3µg/µmol/kg, essas diferenças estão referenciadas no diretório do GEOSECS	36
Figura 10 - Gráficos A e B representam o peso-normalizado pelo tamanho medido (MBW) obtido através da normalização do peso pela área das testas (µg) versus a área média das testas (µm ²) de duas espécies utilizadas no estudo. Gráficos C e D representam o peso-normalizado pelo tamanho da peneira (SBW) obtido através da normalização do peso (µg) pelo intervalo de tamanho das peneiras utilizadas (µm ²) versus a área média das testas de duas espécies utilizadas no estudo	40
Figura 11 - A: Peso-normalizado pelo tamanho (µg) da espécie <i>Globigerina bulloides</i> para duas frações de tamanho distintas comparada com a disponibilidade de íons carbonato na superfície (µM kg ⁻¹). B: Peso-normalizado pelo tamanho (µg) da espécie <i>Globigerina bulloides</i> para duas frações de tamanho distintas comparada com a temperatura da superfície do mar (°C). As barras de erro representam o número de indivíduos pesados multiplicado pelo peso médio	42
Figura 12 - Peso-normalizado pelo tamanho (µg/µm) em relação a concentração de Mg/Ca (mol/mol) na água do mar obtido no experimento de Mewes et al. (2015)	43
Figura 13 - Localização do ponto de coleta do testemunho GL1090. As linhas pretas representam as correntes superficiais, e o gradiente de cores, a temperatura média da superfície (°C).....	44
Figura 14 - Perfil vertical da área de estudo apresentando em vermelho o local de coleta do testemunho e em preto as massas d'água presentes na região. O gradiente de cores representa a variação na temperatura (°C). CB = Corrente do Brasil; AIA = Água Intermediária Antártica; APAN = Água Profunda do Atlântico Norte; AFA = Água de Fundo Antártica	45
Figura 15 - Balança microanalítica da marca Sartorius modelo SE2 utilizada nas pesagens	51
Figura 16 - Exemplo de imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura de indivíduos da espécie <i>Globigerinoides ruber</i> (white) representantes do MIS 1. A:	

Indivíduo inteiro fotografado em magnitude de 500x; B: Corte feito na última câmara fotografado em magnitude de 600x; C: Detalhe da parede da última câmara fotografada em magnitude de 4000x	52
Figura 17 - Exemplo de imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura, de indivíduos da espécie <i>Globigerinoides sacculifer</i> (sem saco) representantes do MIS 1. A: Indivíduo inteiro fotografado em magnitude de 300x; B: Corte feito na última câmara fotografado em magnitude de 400x; C: Detalhe da parede da última câmara fotografada em magnitude de 4000x	52
Figura 18 - A: Diagrama da medida de tamanho feita nos indivíduos da espécie <i>Globigerinoides ruber</i> (white). B: Diagrama da medida de tamanho feita nos indivíduos da espécie <i>Globigerinoides sacculifer</i> (sem saco). Ambos os indivíduos são representantes do período interglacial (aproximadamente 6 mil anos A.P.)	53
Figura 19 - Modelo de idades do testemunho GL1090 e as curvas de referência. A: LR04 $\delta^{18}O$ de foraminífero bentônico stack LR04 (LISIECKI; RAYMO, 2005). B: MD95-2042 $\delta^{18}O$ de foraminífero bentônico (SHACKLETON et al., 2000) plotado com o modelo de idades de Govin et al. (2014). C: GL1090 $\delta^{18}O$ de foraminífero bentônico. D: Idades calibradas de ^{14}C do testemunho GL1090	56
Figura 20 - Idades obtidas com ^{14}C para o testemunho GL1090, imagem produzida com o software Bacon v. 2.2 (BLAAUW; CHRISTEN, 2011)	57
Figura 21 - A: Variação do peso (μg) da espécie <i>Globigerinoides ruber</i> (white); B: Variação da espessura (μm) das testas da espécie <i>Globigerinoides ruber</i> (white); C: Variação do tamanho (μm) da espécie <i>Globigerinoides ruber</i> (white). Dados do testemunho GL1090 nos últimos 70 mil anos	58
Figura 22 - A: Variação do peso (μg) da espécie <i>Globigerinoides sacculifer</i> (sem saco); B: Variação da espessura (μm) das testas da espécie <i>Globigerinoides sacculifer</i> (sem saco); C: Variação do tamanho (μm) da espécie <i>Globigerinoides sacculifer</i> (sem saco). Dados do testemunho GL1090 nos últimos 57 mil anos .	59
Figura 23 - (A) Variação do peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu g/\mu m$) da espécie <i>Globigerinoides ruber</i> (white); (B) Variação do peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu g/\mu m$) da espécie <i>Globigerinoides sacculifer</i> (sem saco). Dados do testemunho GL1090 nos últimos 70 mil anos. As linhas cinzas ao fundo representam os dados brutos de peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu g/\mu m$), e as linhas vermelha e laranja, as médias ponderadas de 5 pontos.....	60

- Figura 24** - Peso-normalizado pelo tamanho (SNW- μg) das espécies Globigerinoides ruber (white) (A) e Globigerinoides sacculifer (sem saco) (B) ao longo dos períodos interglacial e último glacial. Os retângulos representam o percentil, sendo a linha interna dos retângulos a média das medidas e as barras os valores máximos e mínimos61
- Figura 25** - Peso médio (μg) de um indivíduo das espécies Globigerinoides ruber (white) (A) e Globigerinoides sacculifer (sem saco) (B) ao longo dos períodos interglacial e último glacial. Os retângulos representam o percentil, sendo a linha interna dos retângulos a média das medidas e as barras os valores máximos e mínimos62
- Figura 26** - Tamanho (μm) das espécies Globigerinoides ruber (white) (A) e Globigerinoides sacculifer (sem saco) (B) ao longo dos períodos interglacial e último glacial. Os retângulos representam o percentil, sendo a linha interna dos retângulos a média das medidas e as barras os valores máximos e mínimos....63
- Figura 27** - Espessura (μm) das testas das espécies Globigerinoides ruber (white) (A) e Globigerinoides sacculifer (sem saco) (B) ao longo dos períodos interglacial e último glacial. Os retângulos representam o percentil, sendo a linha interna dos retângulos a média das medidas e as barras os valores máximos e mínimos....64
- Figura 28** - A: Gráfico de dispersão entre o peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie Globigerinoides ruber (white) e temperatura no testemunho GL1090; B: Gráfico de dispersão entre o peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie Globigerinoides sacculifer (sem saco) e temperatura no testemunho GL1090.....65
- Figura 29** - Relação inversa entre a pressão de dióxido de carbono atmosférico registrado no testemunho de gelo Vostok (em preto-ppmv) e concentração de íons carbonato na coluna d'água calculada através do testemunho NEAP 8K coletado no Atlântico Norte (em vermelho- $\mu\text{mol.kg}^{-1}$) nos últimos 50 mil anos66
- Figura 30** - Relação entre dados de CO₂ atmosférico (ppm) obtidos através do testemunho de gelo Vostok, e peso (μg) de indivíduos de foraminíferos planctônicos da espécie Globigerina bulloides, retirados do testemunho ODP977 coletado no Mar Alboran67
- Figura 31** - A: Variação no peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie Globigerinoides ruber (white) do testemunho GL1090 nos últimos 70 mil anos, a linha cinza ao fundo representa os dados brutos de SNW, e a linha vermelha, as

médias ponderadas de 5 pontos; B:, Variação no peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) do testemunho GL1090 nos últimos 57 mil anos, a linha cinza ao fundo representa os dados brutos de SNW, e a linha laranja, as médias ponderadas de 5 pontos; C: Peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) de testas da espécie *Globigerina bulloides* coletadas no testemunho NEAP 8K (Atlântico Norte) encontrado por Barker e Elderfield (2002)69

Figura 32 - A: Peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie *Globigerinoides ruber* (white) do testemunho GL1090, a linha cinza ao fundo representa os dados brutos de SNW, e a linha vermelha, as médias ponderadas de 5 pontos; B: Peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) do testemunho GL1090, a linha cinza ao fundo representa os dados brutos de SNW, e a linha laranja, as médias ponderadas de 5 pontos; C: $\delta^{13}\text{C}$ (‰) de foraminíferos bentônicos do testemunho GL1090; D: Dados de SST-Mg/Ca do testemunho GL1090; E: Teores semi-quantitativos (XRF counts) de sílica e de ferro (F) do testemunho GL1090; G: Pressão parcial de pCO_2 na atmosfera; H: Fluxo de carbono orgânico total ($\text{mg.cm}^{-1}.\text{kyr}^{-1}$) do testemunho GL1090; I: Teor de carbonato bulk (%) (TOMAZELLA, 2016) do testemunho GL1090.....70

Figura 33 - Identificação dos picos e depressões encontradas no conteúdo de carbonato (%) do testemunho KF-13 localizado na Bacia de Campos coletado a 1774 m de profundidade na latitude 20°S 73

Figura 34 - Imagens de indivíduos da espécie *Globigerinoides ruber* (white) obtidas através de Microscopia Eletrônica de Varredura. Imagens A, C e E representam o período interglacial (MIS 1). Imagens B, D e F representam o período glacial (MIS 2).....74

Figura 35 - Imagens de indivíduos da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) obtidas através de Microscopia Eletrônica de Varredura. Imagens A, C e E representam o período interglacial (MIS 1). Imagens B, D e F representam o período glacial (MIS 2)75

Figura 36 - Imagens obtidas com microscopia eletrônica de varredura (MEV) da espessura das testas (μm) das espécies *Globigerinoides ruber* (white) e *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) ao longo dos MIS 1, 2, 3 e 4, bem como o N amostral e média de cada período para ambas as espécies76

- Figura 37** - Posicionamento da lisoclina e da camada de compensação da calcita (CCD), e sua relação com a batimetria e quantidade de CaCO_3 disponível no sedimento marinho. Essa figura mostra a relação entre a CCD, o conteúdo de CaCO_3 (linha preta pontilhada), taxa de acumulação de carbonato (linha azul) e a lisoclina em comparação com a batimetria (linha laranja) 77
- Figura 38** - Diagrama do aumento na atividade bentônica, decorrente da entrada de nutrientes, e consequente produção de dióxido de carbono pela respiração bentônica. I: Inorgânico; O: Orgânico; C: Carbono; P: Particulado; D: Dissolvido 79
- Figura 39** - Variação na abundância (%) do foraminífero planctônico *Globigerina bulloides* no testemunho GL1090 ao longo dos últimos 180 mil anos..... 80
- Figura 40** - Modelagem executada com o intuito de observar a variação da contribuição (%) da Água de Fundo Antártica no Oceano Atlântico durante os últimos períodos glacial e interglacial. Observa-se uma possível expansão da massa d'água durante o período glacial até a área de estudo 85
- Figura 41** - A: Distribuição do $\delta^{13}\text{C}$ no Atlântico Oriental atual. B: Distribuição do $\delta^{13}\text{C}$ no Atlântico Oriental durante o último período glacial. O gradiente de cores representa diferenças nas massas d'água. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos através de testas de foraminíferos planctônicos em diversas amostras coletadas ao longo do oceano Atlântico..... 86
- Figura 42** - Registros de isótopo de neodímio durante a deglaciação obtidos em testas de foraminíferos coletadas em testemunhos ao longo do oceano Atlântico. Testemunho GL1090 em verde, GeoB2104-3 em vermelho e GeoB2107-3 em roxo 87

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Estudos realizados no Atlântico Norte sobre os fatores que controlam a calcificação de diversas espécies de foraminíferos.	30
Tabela 2 - Idade dos <i>tie-points</i> e curvas de correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e <i>tie-points</i>	49
Tabela 3 - Datações de ^{14}C para os primeiros 3,27 m do testemunho GL1090. Idades calibradas com a curva Marine 13 (Reimer et al., 2013).....	55

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACAS	Água Central do Atlântico Sul
AIA	Água Intermediária Antártica
AP	Antes do presente
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
AT	Água Tropical
CB	Corrente do Brasil
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CCD	Camada de compensação do carbono
CID	Carbono inorgânico dissolvido
cm	Centímetro
COT	Carbono orgânico total
CTG	Circulação Termohalina Global
EACH-USP Paulo	Escola de Artes, Ciências e Humanidades da Universidade de São Paulo
et al.	E outros
Fe	Ferro
G.	<i>Globigerinoides</i>
HS	Eventos Heinrich
G-IG	Glacial-interglacial
km	Quilometro
LOOP	Laboratório de Oceanografia Operacional e Paleoceanografia
m	Metro
MBW	<i>Measurement-based weight</i>
MEV	Microscopia Eletrônica de Varredura

mg	Miligrama
MIS	Estágio Isotópico Marinho
mm	Milímetro
P2L	<i>Paleoceanography and Paleoclimatology Laboratory</i>
ppmv	Partes por milhão por volume
SBW	<i>Sieve-based weight</i>
Si	Silica
SNW	<i>Size-normalized by weight</i>
SSM	Salinidade da superfície do mar
TSM	Temperatura da superfície do mar
UFF	Universidade Federal Fluminense
UMG	Ultimo Máximo Glacial
µg	Micrograma
µm	Micrometro
δ	Delta

SUMÁRIO

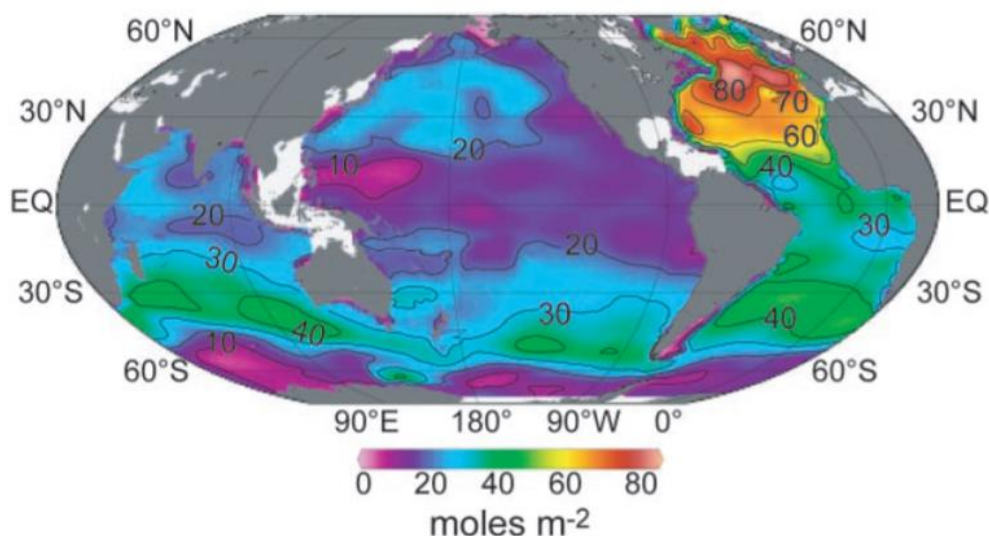
1 INTRODUÇÃO	17
2 OBJETIVOS	22
2.1 OBJETIVO GERAL	22
2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	22
3 HIPÓTESE DE ESTUDO	23
4 BASE TEÓRICA	24
4.1 O SISTEMA CARBONATO NOS OCEANOS	24
4.2 FORAMINÍFEROS E FATORES QUE CONTROLAM SUA CALCIFICAÇÃO	27
4.3 O SISTEMA CARBONATO DURANTE O INTERGLACIAL ATUAL (HOLOCENO - MIS 1) E O ÚLTIMO PERÍODO GLACIAL (MIS 2, 3 E 4)	30
4.4 O USO DO PESO-NORMALIZADO PELO TAMANHO PARA CARACTERIZAR AS VARIAÇÕES NO SISTEMA CARBONATO DURANTE O CICLO INTERGLACIAL - GLACIAL	32
5 ÁREA DE ESTUDO	44
6 MATERIAIS E MÉTODOS	47
6.1 AMOSTRAGEM DO TESTEMUNHO GL1090	47
6.2 MODELO DE IDADE	47
6.3 DADOS DE ESPECTROMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIO-X (XRF) E TEOR DE CARBONATO	50
6.4 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS E PESAGEM	50
6.5 ANÁLISE DA MICROESTRUTURA ATRAVÉS DA MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	51
6.6 CÁLCULO DO PESO-NORMALIZADO PELO TAMANHO	53
6.7 ANÁLISES ESTATÍSTICAS	54
7 RESULTADOS	55
7.1 MODELO DE IDADE DO GL1090	55

7.2 PESO, TAMANHO, ESPESSURA E PESO-NORMALIZADO PELO TAMANHO (SNW) DAS TESTAS.....	57
8 DISCUSSÃO.....	65
9 CONCLUSÕES.....	88
10 REFERÊNCIAS	90
11 ANEXOS.....	98
11.1 ANEXO Tabela de resultados obtidos com indivíduos da espécie <i>Globigerinoides ruber</i> (<i>white</i>) coletados no testemunho GL1090:.....	98
11.2 ANEXO Tabela de resultados obtidos com indivíduos da espécie <i>Globigerinoides sacculifer</i> (sem saco) coletados no testemunho GL1090:	102
11.3 ANEXO Dados da correlação de Pearson.....	103
11.4 ANEXO Teste anova para a espécie <i>G. Ruber</i> (<i>white</i>) com confiança de 0,5. 104	
11.5 ANEXO Teste anova para a espécie <i>G. Sacculifer</i> (sem saco) com confiança de 0,5.....	105

1 INTRODUÇÃO

Os oceanos funcionam como um reservatório natural de carbono, onde o dióxido de carbono (CO_2) disponível na atmosfera é solubilizado na superfície e posteriormente transportado para águas profundas. Apesar de serem capazes de absorver CO_2 da atmosfera de forma eficiente, essa absorção varia de acordo com o local sendo a absorção das regiões oceânicas de altas e médias latitudes as mais eficientes (Figura 1) (SABINE et al., 2004).

Figura 1 - Distribuição de CO_2 antropogênico nos oceanos (moles m^{-2}). Maiores taxas de absorção estão localizadas no Atlântico Norte

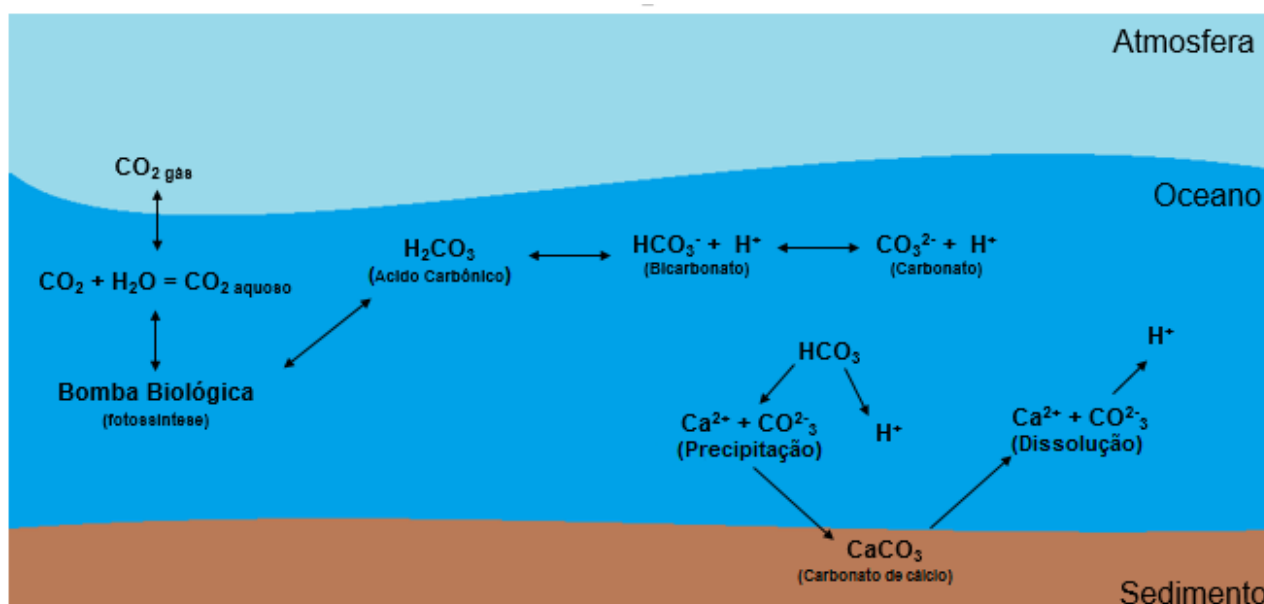


Fonte: SABINE et al., 2004.

A pressão parcial de CO_2 na atmosfera ($p\text{CO}_2$) entra em equilíbrio com a pressão parcial de CO_2 na superfície dos oceanos na escala anual. A solubilidade do CO_2 está ligada a temperatura, salinidade, $p\text{CO}_2$ atmosférico, dentre outros fatores. Em temperaturas mais baixas a solubilidade do CO_2 é maior do que em temperaturas mais altas. Assim sendo, nos polos as águas mais frias e mais densas afundam passando do limite da termoclina e levando CO_2 para as massas d'água mais profundas. Esse processo que relaciona a solubilidade do CO_2 e a circulação oceânica é conhecido como bomba física (VOLK; HOFFERT, 1985).

Uma vez solubilizado, o CO_2 combina-se com a água gerando ácido carbônico (H_2CO_3), que se dissocia rapidamente formando o íon bicarbonato (HCO_3^-) e o íon hidrogênio (H^+). Por sua vez, o íon bicarbonato se dissocia formando o íon carbonato (CO_3^{2-}) e o íon hidrogênio (Figura 2).

Figura 2 - Diagrama simplificado do ciclo do carbono nos oceanos, e a interação entre a atmosfera, a coluna d'água e o sedimento de fundo



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

Na superfície dos oceanos o CO_2 dissolvido é alterado localmente através da bomba biológica, impulsionada pelo aumento no gradiente vertical de nutrientes na zona fótica que estimula a fotossíntese (VOLK; HOFFERT, 1985). Segundo Kohfeld et al. (2005) existem diversas hipóteses para explicar o aumento do gradiente vertical de nutrientes durante períodos glaciais, dentre elas o aumento na disponibilidade de nutrientes limitantes, provenientes de outras áreas e a entrada de carbono e nutrientes em decorrência ao aumento da estratificação da coluna d'água.

Dentre os nutrientes limitantes destaca-se o ferro. Segundo a hipótese proposta por Martin (1990), a disponibilidade de ferro na coluna d'água teria aumentado durante os períodos glaciais em decorrência da deposição de poeira atmosférica proveniente de condições climáticas globalmente mais secas. No entanto, assim como o ferro, a sílica também seria necessária para o desenvolvimento de microalgas, e consequente aumento da produtividade global. Para tanto, segundo Griffiths et al. (2013) existem

evidências de que durante o último período glacial um “vazamento de ácido silícico” teria estimulado a produtividade primária reduzindo as concentrações de CO_2 na atmosfera.

Antes do período industrial as variações na concentração de CO_2 atmosférico estavam fortemente associadas as transições glacial-interglacial (G-IG), estando em sincronia com as variações na temperatura global (HANSEN et al., 2005). Os valores mínimos de CO_2 ocorreram nos períodos glaciais atingindo cerca de 180 ppmv, aumentando para 280-300 ppmv durante os períodos interglaciais (PETIT et al., 1999). Essa variação está associada ao aumento da solubilidade do CO_2 nos oceanos durante os períodos glaciais. Muitos mecanismos são propostos para explicar essa variação do CO_2 durante esses períodos, tais como: mudanças na circulação oceânica, processos biológicos ligados à produtividade e até mesmo a redistribuição do carbonato depositado no sedimento marinho (GRIFITHS et al., 2013).

Atualmente, por estarmos vivendo um período interglacial é de se esperar um aumento natural na concentração de CO_2 na atmosfera. Nesse contexto, segundo o *Mauna Loa Observatory* (Hawaii) os valores atuais de CO_2 na atmosfera chegam a 404,48 ppmv (6 de janeiro de 2017), estando dentre os mais altos valores registrados no Período Quaternário. Esse grande aumento no valor do CO_2 registrado atualmente teve início na revolução industrial decorrente da emissão de carbono de origem antrópica, provenientes, dentre outros da queima de combustíveis fósseis (SABINE et al., 2004). Esse aumento na concentração de CO_2 atmosférico é acompanhada pela elevação da concentração de CO_2 dissolvido na coluna d'água dos oceanos, o qual produz um aumento na absorção do CO_2 nos oceanos. Essa condição tem acarretado maiores concentrações de HCO_3^- e íons H^+ , bem como o decréscimo na concentração de CO_3^{2-} nos oceanos, como também no ponto de saturação do carbonato de cálcio, provocando o fenômeno conhecido como acidificação dos oceanos (GUINOTTE; FABRY, 2008; ORR et al., 2005).

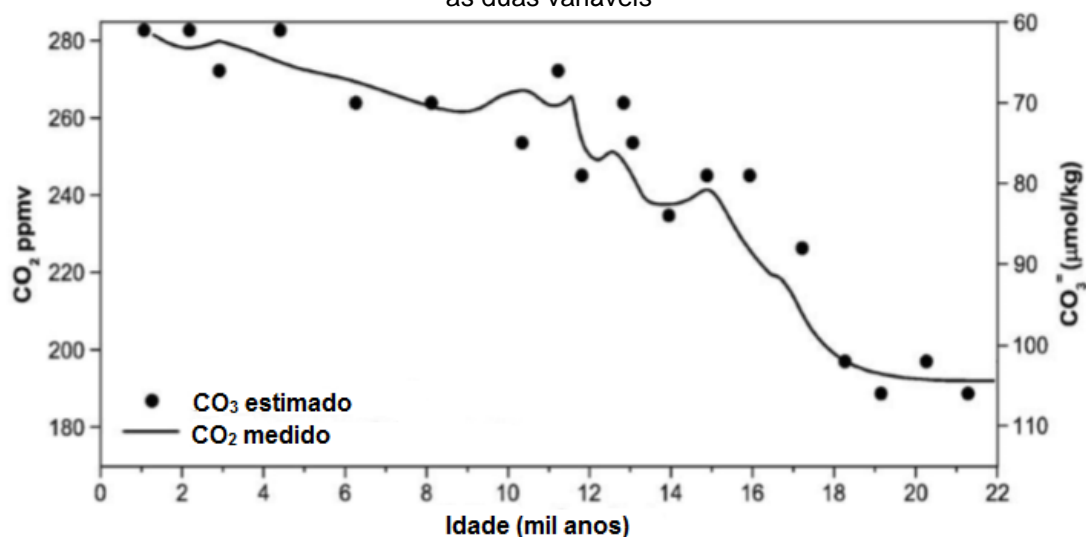
Por sua vez, o aumento de CO_2 na coluna d'água direciona os oceanos a uma estabilização reduzindo a produção de íons carbonato. Consequentemente, organismos que necessitam de carbonato de cálcio (CaCO_3) para a construção de conchas e esqueletos são desfavorecidos nesse processo (ORR et al., 2005). Ao secretarem testas e carapaças carbonáticas, organismos calcificadores contribuem com o aprisionamento do CO_2 nos oceanos, transferindo e depositando grandes

quantidades de CaCO_3 no fundo marinho (cerca de 3 bilhões de toneladas anualmente) (ALDRIDGE; BEER; PURDIE, 2012).

As testas de foraminíferos planctônicos são sensíveis às variações no pH da coluna d'água (MILES et al., 2007). Muitos estudos tentam quantificar a relação direta entre a concentração de CO_2 atmosférico e a concentração de íons carbonato na coluna d'água, sugerindo que a preservação e a dissolução das testas têm potencial para indicar as variações globais no CO_2 ao longo dos ciclos G-IG (VILLIERS, 2004). Dentre esses estudos, destacam-se os realizados por Broecker e Clark (2001, 2004). O primeiro artigo dos autores em 2001, utilizando topos de testemunho coletados nos oceanos Atlântico (*Ceará Rise*), Índico (90°E) e Pacífico (*Ontong Java Plateau*) sugere que existe uma relação direta entre a calcificação das testas de foraminíferos planctônicos e a concentração de íons carbonato. No artigo de 2004, os autores, estudando testemunhos coletados no Atlântico Sul (entre as latitudes $25,5^\circ$ e $42,5^\circ\text{S}$) cogitaram que a relação entre a calcificação das testas e a quantidade de íons carbonato disponível na água não seria tão simples e direta como anteriormente proposto, podendo essa relação ser influenciada por outros fatores ambientais, tais como a dissolução dos carbonatos.

Em 2010, Naik et al. publicaram um artigo utilizando um testemunho coletado no Mar da Arábia (latitude 14.51°N), sugerindo que a variação encontrada no peso das testas do foraminífero planctônico *G. sacculifer* (com maiores pesos registrados durante o período glacial) estaria relacionada com a concentração de íons carbonato na superfície, possuindo uma ótima correspondência com as variações na concentração de CO_2 registradas em testemunhos de gelo na Antártica (Figura 3). Dessa forma, esses autores concluíram que o peso das testas pode ser um ótimo traçador do $p\text{CO}_2$, uma vez que esse fator afetaria a disponibilidade de íons carbonato na coluna d'água.

Figura 3 - Relação entre o CO_3 estimado na coluna d'água ($\mu\text{mol/kg}$) através do testemunho AAS9/21 coletado no oceano Índico a 1807 m de profundidade, e CO_2 (ppmv) medido no testemunho de gelo Taylor Dome coletado na Antártica. É possível observar uma relação diretamente proporcional entre as duas variáveis



Modificado de: NAIK et al., 2010.

Atualmente não existem estudos dessa natureza para o Sudoeste do Atlântico, sendo assim, o presente estudo visa contribuir com os estudos sobre os efeitos do equilíbrio do sistema carbonato na região sob a influência da Corrente do Brasil (CB) durante os últimos 70 mil anos.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Mensurar a variação no peso-normalizado pelo tamanho (do inglês, *size-normalized weight*-SNW) das testas de foraminíferos planctônicos (*Globigerinoides sacculifer* variedade sem saco e *Globigerinoides ruber* variedade *white*) durante os últimos 70 mil anos (MIS 1 a 4) no Sudoeste do Atlântico, visando avaliar os efeitos de dissolução e/ou preservação das testas, os quais estariam relacionados ao equilíbrio do sistema carbonato.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Avaliar as variações relativas as alterações no peso-normalizado pelo tamanho (do inglês, *Size Normalized Weight*, SNW) em testas de foraminíferos planctônicos (*G. ruber* -*white* e *G. sacculifer*-sem saco) que habitam a porção superior da coluna d'água da Corrente do Brasil durante os últimos 70 mil anos através do estudo do testemunho GL1090, da Bacia de Santos;
- Observar alterações na microestrutura (tamanho e espessura) das testas de foraminíferos planctônicos (*G. ruber*-*white* e *G. sacculifer*-sem saco) buscando identificar sinais de dissolução através de imagens em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV);
- Inferir os possíveis processos ambientais responsáveis pelas variações observadas no peso-normalizado pelo tamanho e na microestrutura das testas dos organismos estudados.

3 HIPÓTESE DE ESTUDO

Durante o último período glacial (MIS 2, 3 e 4) ocorreu uma significativa redução na concentração de CO₂ atmosférico, o qual se tornou mais solúvel nos oceanos, produzindo uma maior disponibilidade de íons carbonato que promoveu uma resposta global na estrutura das testas de foraminíferos planctônicos, tornando-as mais espessas e pesadas.

4 BASE TEÓRICA

4.1 O SISTEMA CARBONATO NOS OCEANOS

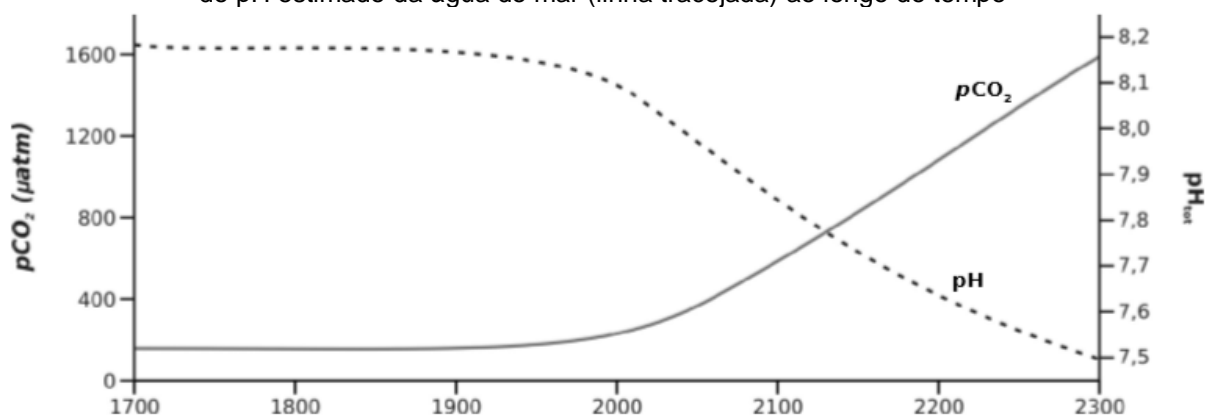
A solubilidade dos gases na superfície dos oceanos é função da temperatura, salinidade e pressão. A solubilidade dos gases é descrita pela Lei de Henry (Equação 1), que define que a concentração de um gás dissolvido em um líquido a uma determinada temperatura é diretamente proporcional a pressão parcial que o gás exerce sobre o líquido (RILEY; CHESTER, 1971). Essa lei pode ser expressa pela fórmula:

$$P = K \cdot X \quad (1)$$

onde P é a pressão parcial do gás dissolvido (μatm); K é a solubilidade ($\text{L mol}^{-1}\text{atm}$) e X é a concentração do gás dissolvido na água (mol L^{-1}).

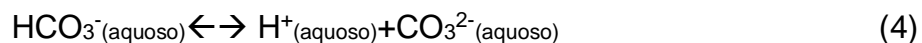
Quando o CO_2 é solubilizado na superfície dos oceanos ocorre uma série de reações químicas que alteram localmente o pH, que pode ser definido pela concentração de íons hidrogênio na água (Figura 4) (RILEY; CHESTER, 1971).

Figura 4 - Estimativa das variações da pressão parcial de CO_2 atmosférico (μatm) (linha contínua) e do pH estimado da água do mar (linha tracejada) ao longo do tempo



Modificado de: MORSE et al., 2006.

As equações termodinâmicas que regem a química do carbonato na água são descritas pelas seguintes equações (Equações 2, 3 e 4) (RILEY; CHESTER, 1971):



A primeira equação (Equação 2) se refere ao equilíbrio da solubilidade do CO_2 , e as duas equações seguintes (Equações 3 e 4) representam as reações de dissociação do CO_2 quando solubilizado na água.

O equilíbrio entre as espécies que são mencionadas nas equações anteriores, podem ser escritos em termos das constantes de equilíbrio (Equações 5, 6 e 7):

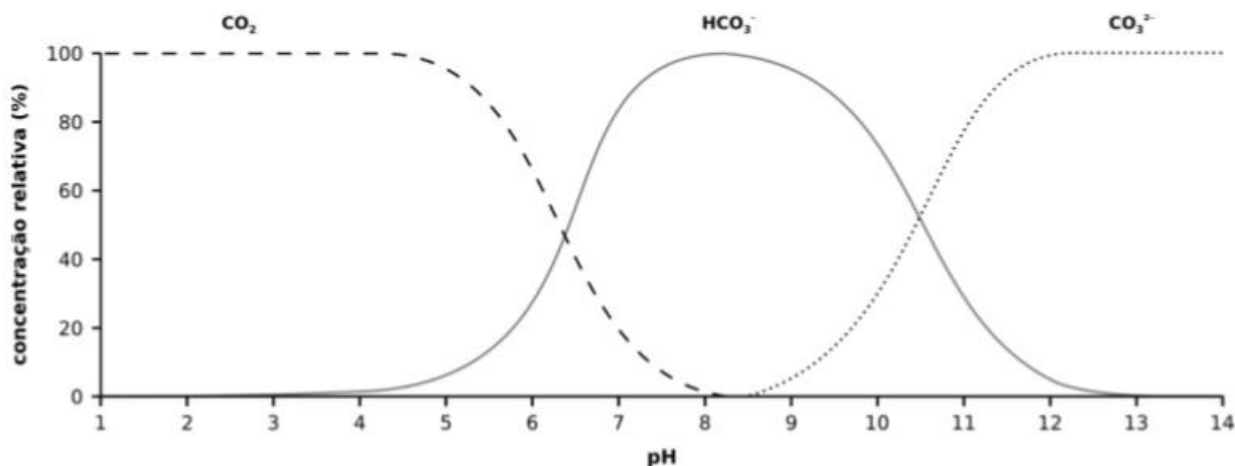
$$K_0 = [\text{CO}_{2(\text{aquoso})}] / f(\text{CO}_{2(\text{gás})}) \quad (5)$$

$$K_1 = [\text{H}^+] [\text{HCO}_3^-] / [\text{CO}_{2(\text{aquoso})}] \quad (6)$$

$$K_2 = [\text{H}^+] [\text{CO}_3^{2-}] / [\text{HCO}_3^-] \quad (7)$$

As três espécies de carbono inorgânico dissolvido (CID) presentes na água do mar são encontradas na proporção de CO_2 : HCO_3^- : $\text{CO}_3^{2-} \rightarrow 0,5\%: 86,5\%: 13\%$, sendo função das variações do pH (Figura 5) (ZEEBE, 2008).

Figura 5 - Concentração relativa (%) das diferentes formas de carbono dissolvido nos oceanos em função do pH. Dióxido de carbono (linha tracejada); Íons bicarbonato (linha contínua); Íon carbonato (linha pontilhada)



Modificado de: RAVEN, 2005.

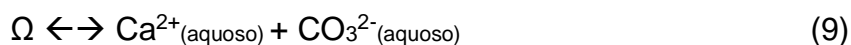
Somente dois parâmetros do sistema carbonato podem ser medidos diretamente, a concentração de CO_2 e a $p\text{CO}_2$, já o HCO_3^- e o CO_3^{2-} somente podem ser calculados. A concentração de CO_3 é a soma das concentrações de todas as espécies de CID (Equação 8):

$$\sum \text{CO}_3 = {}^c \text{CO}_2 + {}^c \text{H}_2\text{CO}_3 + {}^c \text{HCO}_3^- + {}^c \text{CO}_3^{2-} \quad (8)$$

e a $p\text{CO}_2$ compreende a fase gasosa do CO_2 , sendo proporcional na atmosfera e na água (RILEY; CHESTER, 1971).

O CID é retido na água de maneira mais estável na forma de carbonatos, principalmente através de moléculas de CaCO_3 formadas a partir da reação do CO_3^{2-} com o Ca^{2+} (KLEYPAS; LANGDON, 2002).

O estado de saturação do CaCO_3 (Ω) é um fator determinante nos processos de precipitação e dissolução, sendo função da concentração de íons carbonato. O Ω pode ser definido de acordo com a seguinte equação (Equação 9):



Se $\Omega=1$, a solução está em equilíbrio; se $\Omega>1$ a solução está supersaturada (ocorre a precipitação); se $\Omega<1$ a solução está subsaturada (ocorre a dissolução).

No caso de aumento na dissolução do CaCO_3 , haverá um aumento na alcalinidade total, possibilitando um aumento na captura de CO_2 .

4.2 FORAMINÍFEROS E FATORES QUE CONTROLAM SUA CALCIFICAÇÃO

Foraminíferos são protozoários que secretam uma testa calcária/quitinosa ou a constroem a partir da aglutinação de fragmentos minerais ou biogênicos. Esses organismos podem apresentar hábito de vida planctônico ou bentônico, onde os primeiros vivem principalmente na zona eufótica de ambientes tropicais, subtropicais e massas de água polares. Preferem águas límpidas e são, raramente, encontrados em águas costeiras. Os foraminíferos de hábito bentônico são encontrados junto a camada sedimentar, sendo utilizados como *proxies* de águas de fundo (GUPTA, 1999).

Cada espécie possui características únicas, fazendo com que sua ocorrência seja restrita à certas condições ecológicas das massas d'água onde vivem. Devido a abundância, alto potencial de preservação e alta taxa de evolução, os foraminíferos são amplamente utilizados em estudos paleoambientais, uma vez que suas testas podem ser utilizadas para a reconstrução de paleotemperatura, paleossalinidade e paleoprodutividade (WEFER et al., 1999).

Considerando que a calcificação dos foraminíferos é sensível às variações do CO_2 , os efeitos dessas flutuações também podem ser encontrados através de *proxies* nas testas utilizando-os para quantificar a saturação de íons carbonato na água, concentração de CO_2 e determinando áreas nos oceanos que possuem maior controle na solubilidade de CO_2 (VILLIERS, 2004; BARKER; ELDERFIELD, 2002).

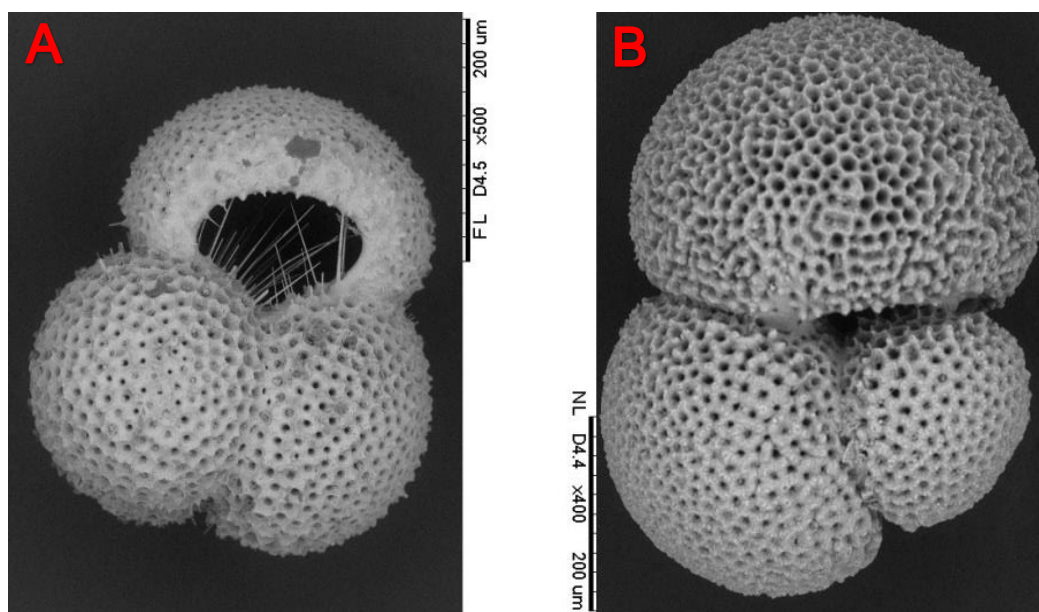
Para o presente estudo foram selecionadas duas espécies distintas, porém com hábitat semelhante (Figura 6), que possibilitam através de suas testas observar os efeitos das mudanças químicas na superfície da coluna d'água:

- *Globigerinoides ruber*: espécie de águas quentes tropicais e subtropicais apresenta dois morfotipos, *pink* e *white* vivendo na zona fótica (GONZALEZ-

MORA; SIERRO; FLORES, 2008). No presente estudo utilizou-se o morfotipo *white*. Sua calcificação ocorre entre 30-40 cm de profundidade na coluna d'água (VENANCIO et al., 2016).

- *Globigerinoides sacculifer*: espécie que habita a zona fótica de águas tropicais. Apresenta maior tolerância a condições de verão. No estágio final de crescimento, apresenta uma câmara distinta em forma de saco (BÉ; TOLDERLUND, 1971), no presente estudo utilizou-se indivíduos sem saco. Sua calcificação ocorre entre 50-60 cm de profundidade na coluna d'água (VENANCIO et al., 2016).

Figura 6 - A: Indivíduos representantes da espécie *Globigerinoides ruber* (white). B: *Globigerinoides sacculifer* (sem saco). Ambos coletados no testemunho GL1090



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

Como espécies planctônicas de águas quentes, ambas as espécies selecionadas estão entre as mais suscetíveis a dissolução (VILLIERS, 2003), além de sua calcificação ser determinada quase que exclusivamente pela disponibilidade de íons carbonato na coluna d'água (Tabela 1).

Diversos estudos apontam que a calcificação das testas de foraminíferos pode ser influenciada por diversos fatores bióticos e abióticos como a temperatura de calcificação e a disponibilidade de nutrientes limitantes na coluna d'água (BIJMA;

HONISCH; ZEEBE, 2002; GONZALEZ-MORA; SIERRO; FLORES, 2008; VILLIERS, 2004). Porém, resultados obtidos através de testemunhos estudados do Atlântico Norte e principalmente através de experimentos de cultura de foraminíferos planctônicos sugerem que a variação do peso das testas, de diversas espécies de foraminíferos planctônicos, está relacionada com alterações na concentração de íons carbonato no meio em resposta às flutuações do CO₂ atmosférico (BARKER; ELDERFIELD, 2002; GONZALEZ-MORA; SIERRO; FLORES, 2008; MOY et al., 2009).

No entanto, a temperatura do meio também afeta indiretamente a calcificação dessas espécies uma vez que a solubilidade do CO₂ nos oceanos, componente fundamental na produção de íons carbonato, é determinada pela temperatura (NAIK et al., 2010). A Tabela 1 apresenta uma síntese dos fatores apontados pelos diversos estudos e que podem afetar a calcificação das testas de foraminíferos.

Tabela 1 - Estudos realizados no Atlântico Norte sobre os fatores que controlam a calcificação de diversas espécies de foraminíferos

Espécie	Disponibilidade de CO ₃	Ótimo Ecológico	Referência
<i>O. universa</i>	X		Spero et al., 1997
<i>G. sacculifer</i> , <i>P. obliquiloculata</i> e <i>N. dutertrei</i>	X		Broecker e Clark, 2001
<i>G. bulloides</i> , <i>P. obliquiloculata</i> , <i>N. dutertrei</i> e <i>G. sacculifer</i>	X		Barker e Elderfield, 2002
<i>G. sacculifer</i>	X		Bijma et al., 2002
<i>N. dutertrei</i>		X	Bijma et al., 2002
<i>N. pachyderma</i> , <i>G. bulloides</i> e <i>G. truncatulinoides</i>		X	Villiers, 2004
<i>G. bulloides</i> , <i>G. ruber</i>	X		Gonzalez-Mora et al., 2008
<i>N. pachyderma</i>		X	Gonzalez-Mora et al., 2008
<i>G. ruber</i>	X		Moel et al., 2009
<i>G. bulloides</i>	X		Moy et al., 2009
<i>G. sacculifer</i> e <i>G. ruber</i>	X		Naik et al., 2010
<i>G. bulloides</i>	X		Aldridge et al., 2012
<i>N.a pachyderma</i>		X	Manno et al., 2012

Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

4.3 O SISTEMA CARBONATO DURANTE O INTERGLACIAL ATUAL (HOLOCENO - MIS 1) E O ÚLTIMO PERÍODO GLACIAL (MIS 2, 3 E 4)

O presente estudo compreende o último período glacial (MIS 2, 3 e 4) e uma parte do Holoceno (MIS 1), cobrindo o período entre 6 mil e 70 mil anos Antes do Presente (AP). Segundo a Teoria de Milankovitch, os ciclos G-IG estão relacionados com os parâmetros orbitais da Terra, os quais são amplificados ou reduzidos por processos de *feedback*. Nesse sentido, o fim dos períodos glaciais seria determinado

pelo aumento da insolação no Hemisfério Norte e os *feedbacks* associados que propagariam globalmente esse efeito de aquecimento (KUKLA; GAVIN, 2004).

O último máximo glacial (UMG) corresponde ao período quando as geleiras atingiram seus maiores volumes. Assim, uma vez que o gelo concentra o isótopo leve do oxigênio (^{16}O), o isótopo pesado (^{18}O) permanece disponível nos oceanos, apresentando as maiores razões de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ durante esses períodos glaciais. Desta forma, foi definido como UMG um intervalo entre 19 a 23 mil anos AP (LISIECKI; RAYMO, 2005), o qual representa o máximo no desvio isotópico acima mencionado.

Segundo Bond e Lotti (1995), especificamente durante o último período glacial, apesar da maioria dos estudos indicarem que a expansão dos mantos de gelo alterou a circulação termohalina, o transporte de calor nos oceanos e a pressão parcial dos gases na atmosfera, a concentração de CO_2 alcançou valores próximos à 190 ppmv, sendo assim, bastante inferiores aos valores registrados no Holoceno (PETIT et al., 1999).

A temperatura do Oceano Atlântico Equatorial, durante o glacial, sofreu uma redução de 2 a 3°C, e na Antártica, essa redução foi de 3 a 4°C (BRATHAUER; ABELMANN, 1999). No Atlântico Sudoeste a temperatura registrada caiu de 25,6°C para 24°C nesse mesmo período (SANTOS et al., 2017).

A transição para o interglacial atual ocorreu em etapas caracterizadas por eventos estadiais e interestadiais que não ocorreram em sincronia em todo o planeta. No Atlântico Norte, o primeiro evento nomeado de Heinrich 1 (entre 19-14,7 mil anos) provocou uma redução na temperatura, logo depois ocorreu um evento de aquecimento nomeado *Bolling-Allerod* (entre 14,7-12,9 mil anos), seguido por um breve retorno as condições glaciais conhecidas por *Younger-Dryas* (entre 12,9-11,7 mil anos) (ELLIOT; LABEYRIE; DUPLESSY, 2002).

Ao longo dos estadiais e interestadiais descritos acima, ocorrem variações no sistema carbonato. Segundo Gonçalves e Leonhardt (2016), eventos de regressão marinhas, relacionadas aos estadiais, podem liberar carbono orgânico causando aumento da bomba biológica e consequentemente aumento do pH e aumento da dissolução de CaCO_3 , assim, maiores teores de carbonato no sedimento são registrados em períodos de maior aquecimento (interestadiais).

Segundo Broecker e Clark (2002), a concentração de íons carbonato na coluna d'água, registradas através de um testemunho coletado no Caribe, foi cerca de 14 $\mu\text{mol/kg}$ maior durante o último glacial quando comparado com o Holoceno. Comportamento semelhante é encontrado nos Oceanos Índico e Pacífico, onde a concentração de íons carbonato na coluna d'água foi menor durante os períodos interglaciais. Para o Atlântico Sul, observa-se um comportamento distinto onde pulsos de dissolução ocorrem durante os períodos glaciais, possivelmente impulsionados pelo aumento da decomposição da matéria orgânica pela atividade bentônica na região, ou pela mudança na geometria das massas d'água possibilitando a entrada de águas saturadas de CO_2 em algumas regiões (VOLAT; PASTOURET; VERGNAUD-GRAZZINI, 1980).

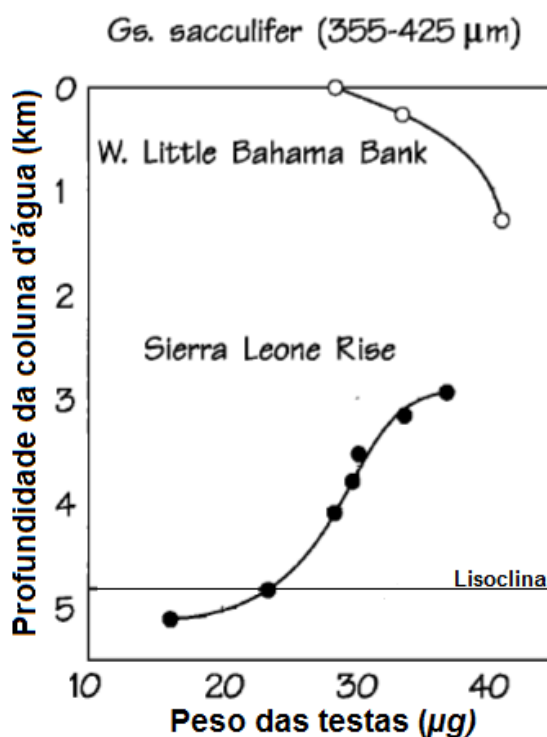
4.4 O USO DO PESO-NORMALIZADO PELO TAMANHO PARA CARACTERIZAR AS VARIAÇÕES NO SISTEMA CARBONATO DURANTE O CICLO INTERGLACIAL - GLACIAL

O estudo da dinâmica do sistema carbonato dos oceanos através da aplicação do peso de foraminíferos teve início através da investigação do índice de dissolução de carbonatos, proposto por Lohmann em 1995. Esse estudo teve como finalidade a obtenção de estimativas quantitativas para descrever a variação na química das testas de foraminíferos planctônicos. Para isso, o autor teve como objetivo entender como funciona a formação da camada secundária de calcita nas testas e estimar os possíveis efeitos da dissolução nas mesmas.

A metodologia consistia em se obter a massa das testas que deveria ser normalizada pelo tamanho das mesmas, visando minimizar a influência do tamanho sobre o peso. Foram selecionadas duas espécies de foraminíferos planctônicos, *Globorotalia truncatulinoides* e *G. sacculifer*, a partir de amostras de topo de testemunho coletadas em diferentes locais do Oceano Atlântico (*Rio Grande Rise*, *Sierra Leone Rise* e *Little Bahama Bank*), todo material compreendendo o Holoceno. Como pode ser observado na Figura 7, o peso das testas da espécie *G. sacculifer* diminuí de acordo com a profundidade, principalmente próximo a lisoclina. O autor

concluiu que o peso das testas de foraminíferos coletadas em uma faixa de tamanho estreita, tem potencial para indicar a extensão da dissolução.

Figura 7 - Mudanças no peso das testas (μg) da espécie *Globigerinoides sacculifer* de acordo com a profundidade da coluna d'água (km) no *Sierra Leone Rise* e *W. Little Bahama Bank* atribuídas a calcificação secundária e dissolução. A profundidade da lisoclina no *Sierra Leone Rise* foi determinada através do aumento na fragmentação das testas segundo Curry e Lohmann (1986)



Fonte: LOHMANN, 1995.

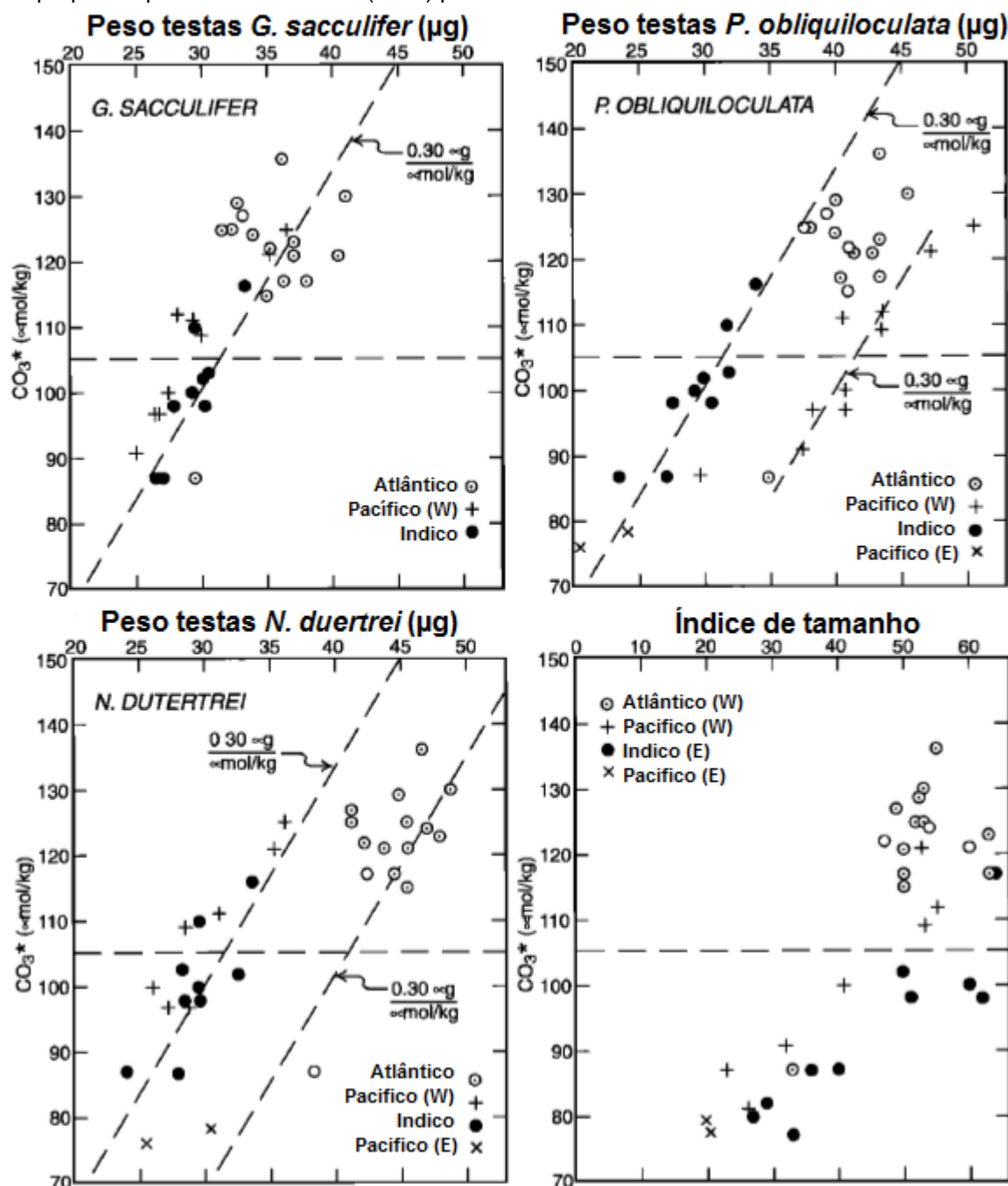
A fim de verificar a aplicabilidade do índice desenvolvido por Lohmann (1995), Broecker e Clark (2001a) deram início a uma série de estudos objetivando avaliar dois aspectos importantes, quais sejam: se o peso inicial e o tamanho das testas eram independentes das condições iniciais de formação das testas; e se a variação no peso das testas versus a concentração de íons carbonato corrigida pela pressão seria a mesma para todos os locais estudados. Dessa forma, esses autores compararam o peso das testas de foraminíferos planctônicos (*G. sacculifer*, *Pulleniatina obliquiloculata* e *Neogloboquadrina dutertrei*) coletados em topos de testemunho localizados ao longo do Equador em diferentes profundidades (*Ceara Rise*, *Ontong Java Plateau*, e *90°E Ridge*) com a concentração de íons carbonato corrigida pela pressão, calculada através da seguinte equação (Equação 10):

$$\text{CO}_3^{=*} = \text{CO}_3^{=} + 20 (4 - z) \quad (10)$$

onde $\text{CO}_3^{=*}$ representa a concentração de íons carbonato corrigida pela pressão, $\text{CO}_3^{=}$ representa a concentração dos íons carbonatos medidos e z representa a profundidade da água em quilômetros.

Como pode ser observado na Figura 8 que ilustra os principais resultados obtidos nesse estudo, existe uma relação direta entre essas variáveis, confirmando o que havia sido proposto originalmente por Lohmann, ou seja que a variação no peso das testas de foraminíferos planctônicos permitiria a reconstrução das concentrações de íons carbonato no passado.

Figura 8 - Gráficos com o peso total das testas (μg) no intervalo de tamanho 355-415 μm , de amostras de topo de testemunho para três espécies de foraminíferos planctônicos em relação a concentração de íons carbonato (mol/kg). As linhas de $0,30 \mu\text{g } \mu\text{mol}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ são as que melhor se ajustam aos dados. As linhas horizontais representam a zona crítica de concentração de carbonato, onde os pesos das testas sofrem redução. O último gráfico representa os índices de tamanho propostos por Broecker e Clark (1999) para as amostras de onde as testas foram coletadas

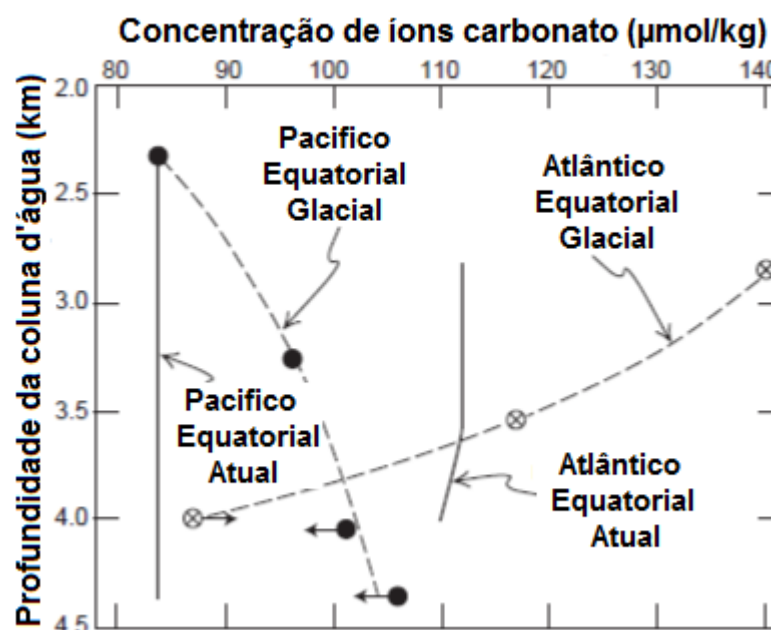


Fonte: BROECKER e CLARCK, 2001a.

Após validarem a metodologia proposta por Lohmann (1995), os mesmos autores publicaram um segundo estudo em 2001b utilizando essa metodologia a fim de reconstruir a distribuição dos íons carbonato no Oceano Atlântico e Pacífico

equatoriais durante o último glacial. Para isso, utilizaram testemunhos coletados em diferentes profundidades no *Ceara Rise* e no *Ontong Java Plateau*, e selecionaram testas de três espécies de foraminíferos planctônicos (*G. sacculifer*, *Pulleniatina obliquiloculata* e *Neogloboquadrina dutertrei*). Os autores observaram três profundidades que refletem a variação na concentração de íons carbonato no Oceano Atlântico: a maior concentração ocorreu a 2,8 km de profundidade, a menor concentração foi observada a 4 km de profundidade e a camada que divide as águas mais saturadas por íons carbonato das menos saturadas, encontra-se a 3,5 km (Figura 9).

Figura 9 - Reconstrução da concentração de CO_3^{2-} nas zonas equatoriais dos Oceanos Atlântico e Pacífico durante o último período glacial. Reconstrução baseada nas diferenças de peso das testas coletadas nas amostras de *core-top* e do período glacial. As diferenças entre as concentrações de CO_3^{2-} no glacial e Holoceno foram calculadas com base na relação de $0,3\mu\text{g}/\mu\text{mol/kg}$, essas diferenças estão referenciadas no diretório do GEOSECS



Modificado de: BROECKER e CLARK, 2001b.

A princípio, os autores atribuíram a alta concentração de íons carbonato na profundidade de 2,8 km a mudança na geometria das massas d'água, que durante o período glacial possibilitaria a intrusão de uma massa d'água profunda rica em íons carbonato. Porém, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de foraminíferos bentônicos não apresentaram quaisquer mudanças nas três profundidades citadas anteriormente, sugerindo que não existiu qualquer mudança na geometria das massas d'água que justificassem seus resultados. Assim sendo, a fim de refinar os resultados obtidos, em 2002 esses

mesmos autores publicaram um novo estudo com o intuito de verificar a variação na concentração de íons carbonato durante o glacial em testemunhos coletados no Caribe que compreendiam o Holoceno e o último período glacial. Esses autores, pesaram as testas de quatro espécies de foraminíferos planctônicos (*G. sacculifer*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Neogloboquasrina dutertrei* e *G. ruber*) e normalizaram o peso obtido pela profundidade do testemunho utilizando a seguinte equação (Equação 11):

$$PNPP = P - 6 (4 - z) \quad (11)$$

onde PNPP é o peso-normalizado pela profundidade, P é o peso medido de uma testa em microgramas e z é a profundidade do testemunho em km.

Os autores concluíram que para a área de estudo localizada no Caribe, assim como nas áreas de estudo mencionadas no estudo dos mesmos autores em 2001b, a concentração de íons carbonato foi, no geral, maior durante o período glacial do que para o período interglacial. Porém em um dos testemunhos utilizados foi documentado um evento de dissolução no início do MIS 4.

No ano seguinte, Barker e Ederfield, seguindo a linha de pensamento de Lohmann (1995); Broecker e Clarck (2001a, 2001b), a qual defende que se a calcificação de organismos marinhos é sensível a variação de CO₂ atmosférico, esse efeito deve se refletir em registros paleoceanográficos, publicaram um estudo onde analisaram o desenvolvimento das testas de foraminíferos planctônicos em relação a variação da concentração de CO₂ atmosférico. Para tal, utilizaram testas dos foraminíferos planctônicos *Globigerina bulloides*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Globorotalia inflata* e *Neogloboquadrina pachyderma* retirados de testemunhos coletados no Oceano Atlântico Norte que compreendem o período interglacial atual e o último período glacial. Para normalizar o peso das testas pelo tamanho das mesmas, os autores utilizaram a seguinte equação (Equação 12):

$$SNW = \frac{P \cdot D1}{D2} \quad (12)$$

onde SNW é o peso-normalizado pelo tamanho (do inglês, size-normalized weight), P é o peso de uma testa, D1 é a média do tamanho medido de todos os organismos na fração de peneira utilizada e D2 é o tamanho medido do organismo.

Com os resultados obtidos, os autores concluíram que o CO₂ atmosférico afeta diretamente a calcificação marinha, fornecendo um *feedback* negativo que pode ser aplicado como *proxy* paleoceanográfico.

Além dos estudos acima mencionados, outros autores como por exemplo Schiebe et al. (2007) também utilizaram a normalização do peso pelo tamanho das testas de foraminíferos para obter informações sobre a concentração de íons carbonato na coluna d'água. Como observado anteriormente, cada estudo apresentou uma equação distinta para efetuar a normalização, o que gerou uma dúvida sobre a validade dos resultados obtidos e, consequentemente, sobre a validade da metodologia, além de tornar inviável a comparações entre os estudos.

Nesse sentido, visando avançar na discussão sobre a padronização das técnicas de pesagem de foraminíferos, Beer et al. (2010) publicaram uma nota técnica sobre as metodologias utilizadas até então para se estimar o peso-normalizado pelo tamanho (SNW) para foraminíferos planctônicos, como *proxy* para avaliar os teores de íons carbonato. Esses autores consideraram, baseados nos estudos publicados anteriormente, que os resultados obtidos através da metodologia de SNW têm o potencial para fornecer informações paleoceanográficas valiosas, como por exemplo sobre as mudanças na química da água do mar. Assim sendo, esses autores consideraram duas formas de se obter o SNW (utilizadas em trabalhos pretéritos), a primeira denominada de peso-normalizado pelo tamanho da peneira (do inglês, *sieve-based weight*, SBW) e a segunda peso-normalizado pelo tamanho medido (do inglês, *measurement-based weight*, MBW). Esses autores coletaram uma série de amostras de sedimento no oceano Atlântico Norte, de onde foram retiradas testas de espécies de foraminíferos planctônicos (*Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *Globigerinita glutinata* e *Neogloboquadrina incompta*) na fração de tamanho entre 200-250 µm. Os resultados obtidos por esses autores sugerem que considerar somente o diâmetro das peneiras utilizadas (SBW) não seria o suficiente para restringir o tamanho das testas, sendo necessário se obter outras medidas de tamanho. Nesse sentido, as medidas

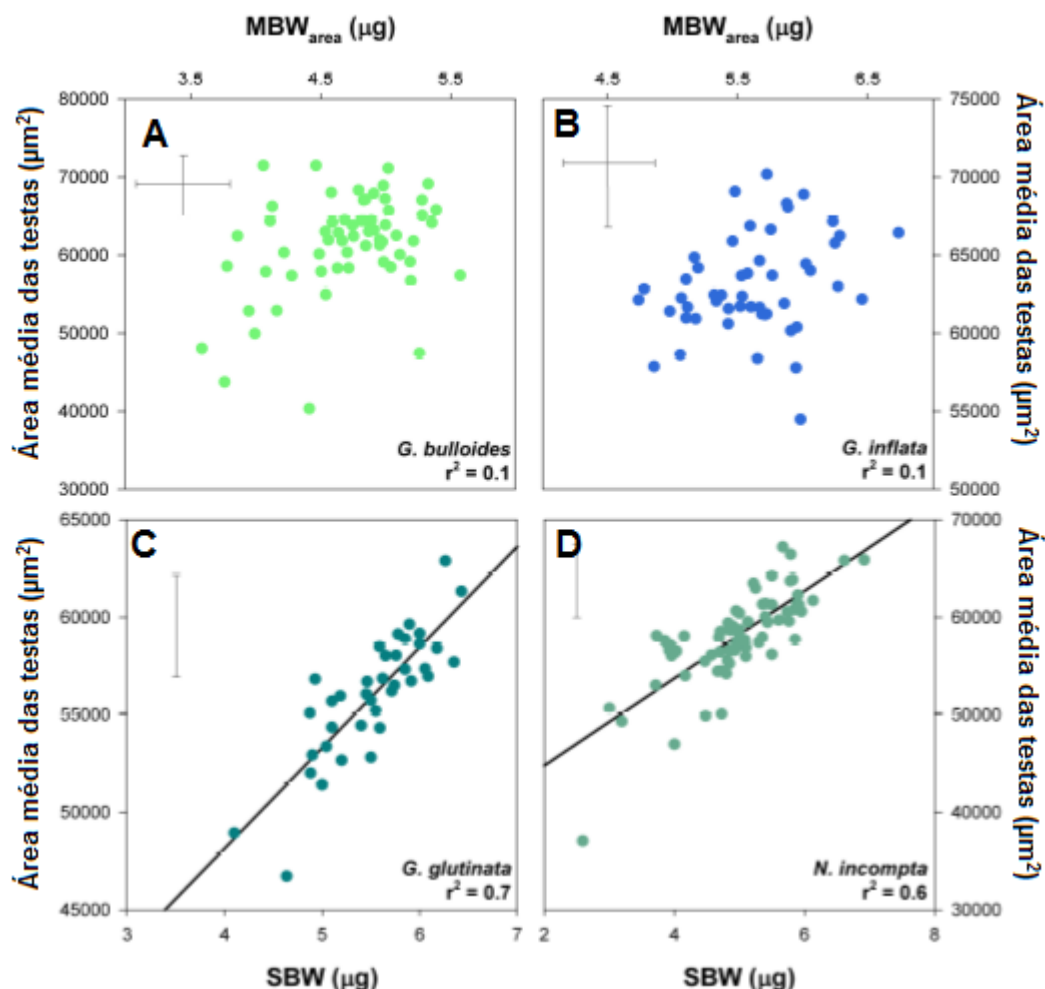
de tamanho que mais funcionaram foram a área e o diâmetro das testas. Dessa forma, os autores propuseram o cálculo do MBW pela seguinte equação (Equação 13):

$$PNA = \frac{P}{A} \quad (13)$$

onde PNA é o peso-normalizado pela área, P é o peso de 10 testas e A é a média das áreas ou média dos diâmetros.

Como pode ser observado na Figura 10, o SNW que foi calculado considerando o intervalo de tamanho das peneiras utilizadas (SBW), não proporciona um controle eficaz nas variações de peso. No entanto, em contrapartida, o método que se utiliza a área média das testas (MBW) isola a influência do tamanho no peso das testas observado na falta de correlação entre as medidas.

Figura 10 - Gráficos A e B representam o peso-normalizado pelo tamanho medido (MBW) obtido através da normalização do peso pela área das testas (μg) versus a área média das testas (μm^2) de duas espécies utilizadas no estudo. Gráficos C e D representam o peso-normalizado pelo tamanho da peneira (SBW) obtido através da normalização do peso (μg) pelo intervalo de tamanho das peneiras utilizadas (μm^2) versus a área média das testas de duas espécies utilizadas no estudo



Modificado de: BEER et al., 2010.

Após a publicação de Beer et al. (2010), onde as metodologias de SNW finalmente foram testadas, foram publicados outros estudos utilizando a equação proposta para novos fins. Assim, Aldridge, Beer e Purdie (2012) publicaram um estudo com o objetivo de compreender os fatores que afetam a calcificação de foraminíferos planctônicos, que por serem organismos que possuem grande importância no ciclo do carbono, podem sofrer interferências diretas da variação nas concentrações de CO_2 na atmosfera.

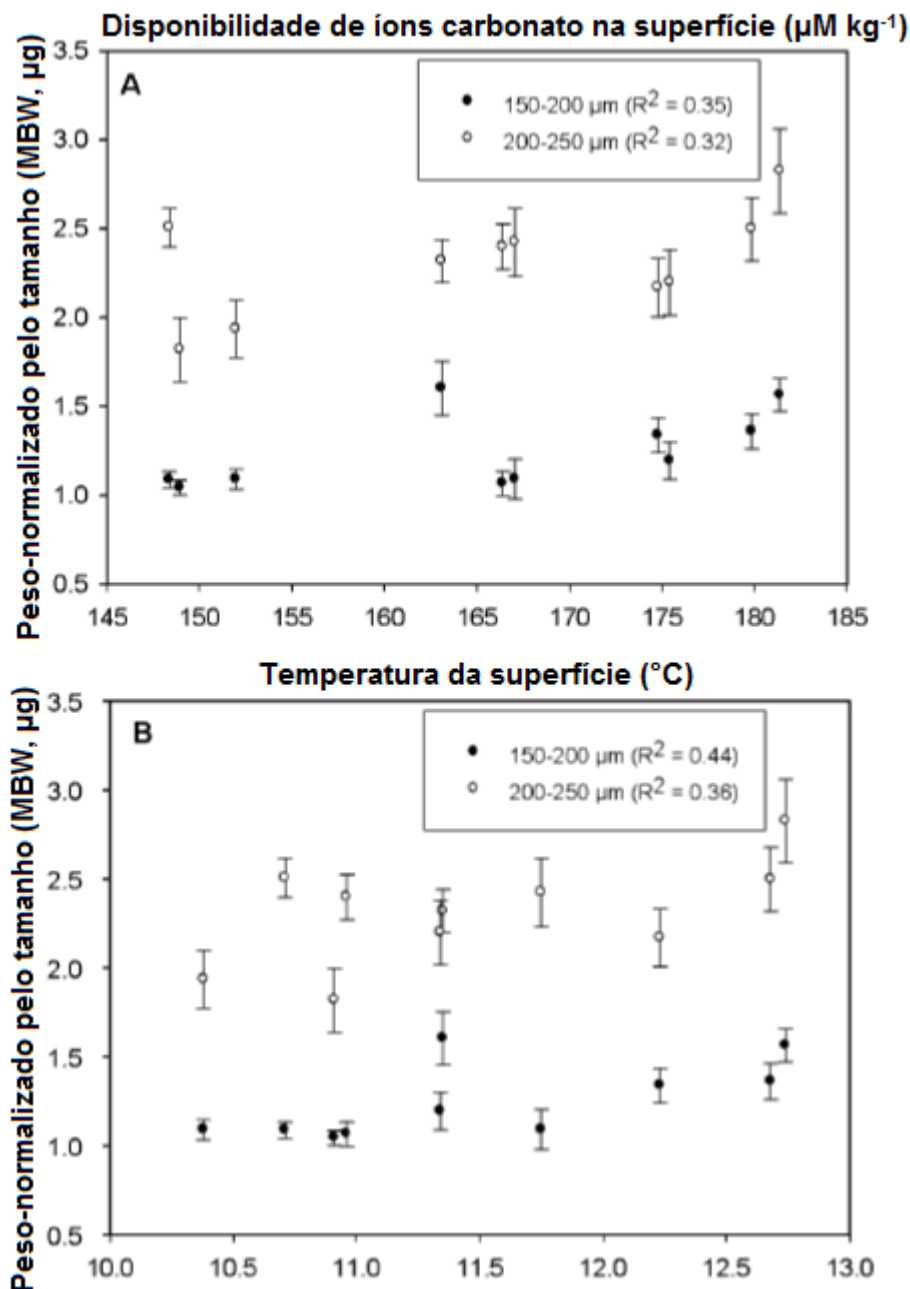
O MBW foi obtido através de testas do foraminífero planctônico *Globigerina bulloides* coletados em águas superficiais do oceano Atlântico Norte, e calculado conforme a seguinte equação (Equação 14):

$$MBW = \frac{SBW \cdot D_1}{D_2} \quad (14)$$

onde MBW é o peso-normalizado pelo tamanho medido, SBW é o peso médio da testa de um indivíduo, D_1 é o diâmetro médio da fração de tamanho e D_2 o diâmetro médio da amostra.

Por fim, o MBW foi comparado com concentrações locais de íons carbonato, temperatura da superfície do mar, condições de crescimento e concentrações de nutrientes. Foram consideradas duas classes de tamanho distintas e observaram que existe uma correlação entre o MBW e a concentração de íons carbonato na superfície e também com a TSM (Figura 11), indicando que esses dois fatores influenciariam na calcificação inicial dessa espécie.

Figura 11 - A: Peso-normalizado pelo tamanho (μg) da espécie *Globigerina bulloides* para duas frações de tamanho distintas comparada com a disponibilidade de íons carbonato na superfície ($\mu\text{M kg}^{-1}$). B: Peso-normalizado pelo tamanho (μg) da espécie *Globigerina bulloides* para duas frações de tamanho distintas comparada com a temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$). As barras de erro representam o número de indivíduos pesados multiplicado pelo peso médio



Modificado de: ALDRIDGE, BEER e PURDIE, 2012.

O SNW também foi utilizado em diversos estudos para complementar informações sobre calcificação e dissolução de testas de foraminíferos em experimentos de cultivo de organismos em laboratório. Um exemplo disso é o estudo de Mewes et al. (2015) que através de cultura de organismos procuraram entender o

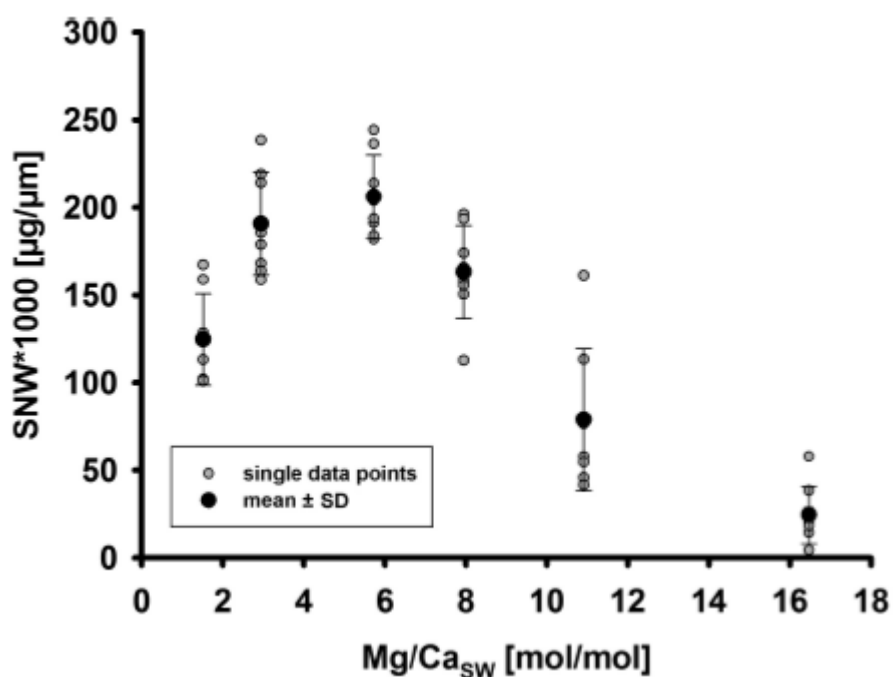
efeito da variação do Mg/Ca na calcificação das testas, visando calibrar *proxies* para reconstruir o passado. Os autores coletaram no recife de coral do aquário do Zoológico *Burger's* (Arnhem, Holanda) indivíduos da espécie de foraminífero bentônico *Amphistegina lessonii*, tendo em conta que essa espécie se reproduz bem em laboratório. O SNW foi calculado utilizando a seguinte equação (Equação 15):

$$\text{SNW} = \frac{P}{T} \quad (15)$$

sendo o SNW o peso-normalizado pelo tamanho, P o peso médio de uma testa e T o tamanho da testa.

Esses autores consideram os resultados de SNW como correspondentes da medida de espessura das testas, e observaram que existe uma relação entre os valores de SNW e de Mg/Ca, onde altos valores de Mg/Ca resultam em uma redução no SNW e, conseqüentemente, espessura das testas (Figura 12).

Figura 12 - Peso-normalizado pelo tamanho ($\mu\text{g}/\mu\text{m}$) em relação a concentração de Mg/Ca (mol/mol) na água do mar obtido no experimento de Mewes et al. (2015)

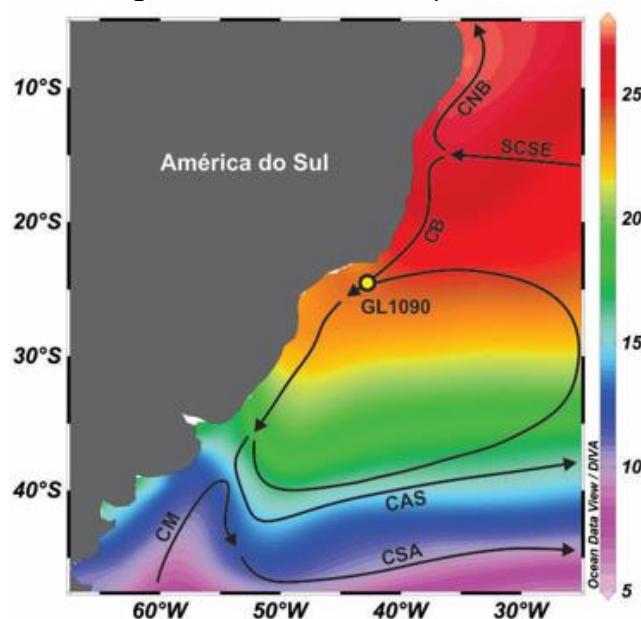


Fonte: MEWES et al., 2015.

5 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está situada sobre a Bacia de Santos (Figura 13), a qual foi formada durante o Cretáceo inferior. Localizada na margem continental sudeste brasileira entre os paralelos 23°S e 28°S, tem seu limite a norte com a Bacia de Campos e ao sul com a Bacia de Pelotas abrangendo uma área de cerca de 206 mil km².

Figura 13 - Localização do ponto de coleta do testemunho GL1090. As linhas pretas representam as correntes superficiais, e o gradiente de cores, a temperatura média da superfície (°C)



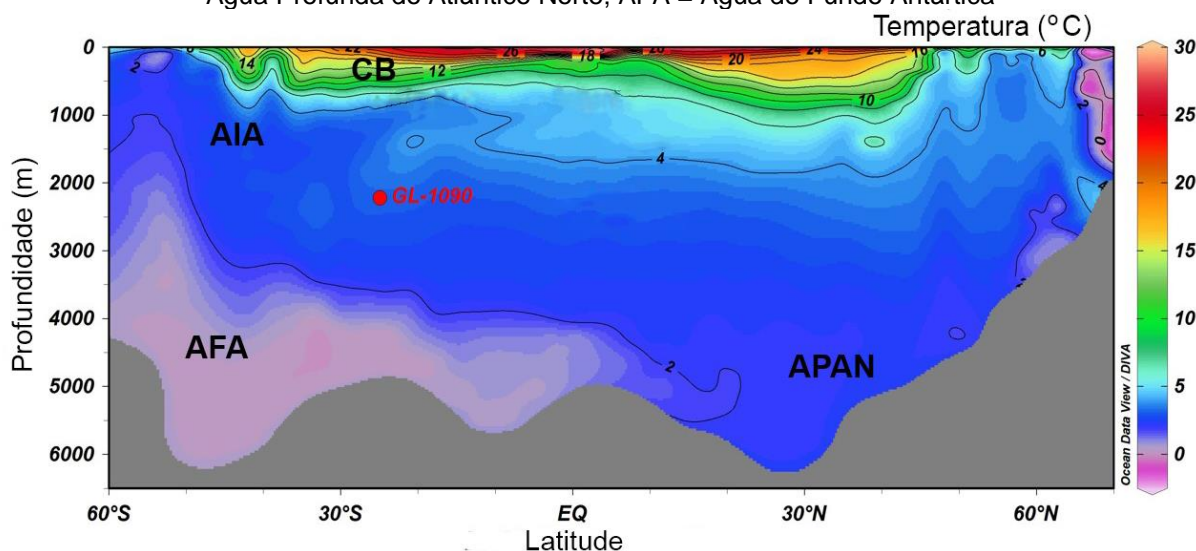
Fonte: Projeto PALEOCEANO.

Nessa região a Corrente do Brasil (CB) originada na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial e que flui em direção sul transportando águas quentes e salinas (PETERSON; STRAMMA, 1991) preenche a camada superficial da coluna d'água até a termoclina da Bacia de Santos. A CB transporta duas massas d'água distintas, a Água Tropical (AT) que ocupa a zona fótica (até 200 m de profundidade) possui temperaturas superiores a 20°C salinidade acima de 36 e características oligotróficas, associando sua presença a ambientes com baixa produtividade primária. Abaixo da AT, ocorre a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) (entre 100 e 800 m de profundidade) caracterizada por temperaturas superiores a 6°C e inferiores a 20°C e por salinidade que varia entre 34,6 e 36 (SILVEIRA et al., 2000).

Tendo em vista que a AT preenche a porção superior da CB, a média anual da temperatura superficial do mar (TSM) na área de estudo é de 24°C podendo variar sazonalmente em 4°C e a média anual de salinidade na superfície (SSM) é de 36,5 (SILVEIRA et al., 2000). Como mencionado anteriormente, logo abaixo da AT, a ACAS possibilita a formação da termoclina que age como uma barreira física para a biodisponibilização dos nutrientes em superfície para os produtores primários. Contudo, quando há a quebra da termoclina, por processos físicos como mistura turbulenta devido a ressurgência, a ACAS pode alcançar a zona fótica levando consigo uma grande concentração de nutrientes e promovendo com isso uma breve fertilização (LOPES et al., 2006).

No perfil vertical, abaixo da ACAS, apresenta-se a Água Intermediária Antártica (AIA) a qual é formada próxima a latitude de 50°S. A AIA apresenta temperaturas que variam de 3° a 6°C e salinidade entre 34,2 e 34,6 e ocupa a coluna d'água entre 800 e 1500 m de profundidade (STRAMMA; ENGLAND, 1999). Abaixo da AIA em contato com o sedimento do ponto de coleta do testemunho estudado, ocorre a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Formada na Groelândia ocupa a porção da coluna d'água entre 1500 e 4000 m de profundidade na área de estudo, com temperaturas entre 3° a 4°C e salinidade entre 34.4 e 34.8 (STRAMMA; ENGLAND, 1999) (Figura 14).

Figura 14 - Perfil vertical da área de estudo apresentando em vermelho o local de coleta do testemunho e em preto as massas d'água presentes na região. O gradiente de cores representa a variação na temperatura (°C). CB = Corrente do Brasil; AIA = Água Intermediária Antártica; APAN = Água Profunda do Atlântico Norte; AFA = Água de Fundo Antártica



Fonte: Projeto PALEOCEANO.

Segundo Dittert et al. (1999) e Berger (1968), essa estrutura observada atualmente pode sofrer modificações ao longo dos períodos glaciais. Nesses períodos a formação da APAN seria reduzida abrindo espaço para a formação de uma massa d'água intermediária, a Água Glacial Intermediária do Atlântico Norte (AGIAN). A AGIAN era mais doce e fria possibilitando a expansão das massas subjacentes (MARSON, 2015).

6 MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 AMOSTRAGEM DO TESTEMUNHO GL1090

O testemunho GL1090 foi coletado pela Petrobras na latitude 24°55,7'S e longitude 42°31,1'W a uma profundidade de 2225 m com recuperação de aproximadamente 19,3 metros. O referido testemunho foi levado ao Laboratório de Oceanografia Operacional e Paleoceanografia (LOOP) da Universidade Federal Fluminense (UFF) para a realização da subamostragem a cada 2 cm do perfil sedimentar. Para o presente estudo, foram selecionadas, sempre que possível, amostras a cada 4 cm, do topo do perfil até profundidade de 766 cm, gerando um total de 224 amostras para análise (sendo 53 amostras com coleta do foraminífero planctônico *G. sacculifer*-sem saco e 171 amostras com coleta do foraminífero planctônico *G. ruber-white*).

6.2 MODELO DE IDADE

O modelo de idades do testemunho GL1090 foi produzido por Santos et al. (2017) utilizando o acoplamento de duas técnicas. Para os primeiros 3,27 m foram realizadas 10 datações AMS ^{14}C no Laboratório *BETA Analytic* (Miami, USA), as quais foram realizadas sobre cerca de 500 testas de foraminíferos planctônicos da espécie *G. ruber* (white) selecionados em malha de 150 μm . As idades de ^{14}C -AMS foram calibradas com a curva *Marine13* (REIMER et al., 2013).

Entre 3,27 e 19,14 m, tendo ultrapassado o limite de aplicação da datação absoluta pelo método do ^{14}C , utilizou-se a $\delta^{18}\text{O}$ em testas dos foraminíferos bentônicos (*Cibicides wuellerstorfi* e *Uvigerina peregrina*) visando o estabelecimento de correlação estratigráfica com curvas padrões de $\delta^{18}\text{O}$ das mesmas espécies. Assim, a seção entre 3,27 e 15,78 m do testemunho foi correlacionada com o testemunho MD95-2042, o qual a cronologia foi ajustada por Govin et al. (2014) que por sua vez utilizou a cronologia do testemunho de gelo AICC2012 (BAZIN et al., 2013; VERES et al., 2013). A partir de 15,78 m até o final do testemunho GL1090, a correlação foi realizada com o LR04 $\delta^{18}\text{O}$ de Lisiecki e Raymo (2005). Dessa forma,

a correlação estratigráfica entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ foi realizada através do alinhamento com duas curvas de referência retiradas dos artigos de Lisiecki e Raymo (2005) e Govin et al. (2014). Os *tie-points* (pontos de correlação) entre o $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho GL1090 e as curvas de referência foram determinadas visualmente através do software *Analyseries 2.0* (PAILLARD; LABEYRIE; YIOU, 1996) e encontram-se listados na Tabela 2.

Tabela 2 - Idade dos *tie-points* e curvas de correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e *tie-points*

Profundidade (m)	Idade dos <i>Tie-point</i>	Curvas de Correlação	Referência	Erro estimado (mil anos)
0.367	47.32	MD95-2042	Início do D/O 13	2.2
0.425	51.07	MD95-2042	Final do D/O 14	2.3
0.519	58.36	MD95-2042	Final do D/O 17	2.7
0.617	62.23	MD95-2042	Final do MIS 4	1.6
0.847	71.21	MD95-2042	Final do D/O 19	1.8
1.053	85.82	MD95-2042	Final do D/O 21	1.7
1.158	93.71	MD95-2042	MIS 5b/MIS 5c	1.8
1.275	102.84	MD95-2042	Início do D/O 23	1.8
1.320	105.87	MD95-2042	Início do D/O 24	2.0
1.346	111.23	MD95-2042	Início do MIS 5d	2.4
1.381	126.94	MD95-2042	Início do MIS 5e	2.5
1.403	133.94	MD95-2042	Início da penúltima deglaciação	2.3
1.686	165.61	LR04	-	4.6

Fonte: SANTOS et al., 2017.

Ao fim, um modelo de idade completo foi construído com o *software Bacon v. 2.2* o qual é baseado em estatística Bayesiana que permite o cálculo dos erros máximos e mínimos da interpolação entre os *tie-points*.

6.3 DADOS DE ESPECTROMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIO-X (XRF) E TEOR DE CARBONATO

O testemunho GL1090 vem sendo estudado através do escopo do Projeto PALEOCEANO (CAPES) e na presente dissertação foram utilizados dados secundários produzidos pelos colaboradores do referido projeto, a fim de enriquecer a discussão. Nesse contexto, os dados de variações relativas dos conteúdos de Fe e Si foram obtidos pelos perfis de XRF, os quais foram realizados por escaneamento a cada 0,5cm em equipamento *Avatech* na Universidade de Bremen (Alemanha). Os teores de carbono orgânico total (COT) foram obtidos em material descarbonatado (HCl, 1N) em analisador automático CHN na Universidade da Califórnia (UC Davis). Os teores de carbonato foram obtidos de Tomazella (2016) e $\delta^{13}\text{C}$ de foraminíferos bentônicos foram obtidos por Santos et al. (2017).

6.4 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS E PESAGEM

Em cada amostra, 10 cm³ de sedimento foram separados e lavados com água corrente em peneira de 0,063 μm e o material retido na malha foi seco em estufa a 60°C sendo encaminhado para o processo de triagem onde foi novamente peneirado. Para a espécie *G. ruber (white)*, foram usadas peneiras de 0,350 μm e 0,250 μm , e para a espécie *G. sacculifer* (sem saco), as de 0,420 μm e 0,350 μm (BROECKER; CLARK, 2002).

As amostras foram triadas com auxílio de uma lupa binocular, tendo sido selecionadas, em média 30 indivíduos da espécie *G. ruber (white)* e 10 indivíduos da espécie *G. sacculifer* (sem saco) (a quantidade exata de indivíduos coletados em cada profundidade pode ser consultada no Anexo 11.1 e 11.2). A diferença na quantidade de indivíduos pesados deve-se a variação na abundância de cada uma das espécies

ao longo do testemunho. Assim, para a espécie *G. sacculifer* (sem saco) ao longo de todo testemunho dificilmente foram encontrados mais do que 10 indivíduos, sendo que durante o MIS 4 esse número foi ainda menor, inviabilizando a pesagem do mesmo durante esse período.

Os organismos selecionados foram pesados em grupos de 10 ou 30 indivíduos na balança microanalítica da marca Sartorius modelo SE2 (Figura 15) com resolução de 0,0001 mg no *Paleoceanography and Paleoclimatology Laboratory* (P2L) da Escola de Artes, Ciências e Humanidades (EACH-USP).

Figura 15 - Balança microanalítica da marca Sartorius modelo SE2 utilizada nas pesagens



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

Para realização do procedimento utilizaram-se barquinhos de alumínio previamente pesados para acomodar os grupos de organismos. A pesagem de cada amostra ocorreu respeitando um intervalo de tempo de 5 minutos, afim de proporcionar uma maior estabilização da balança.

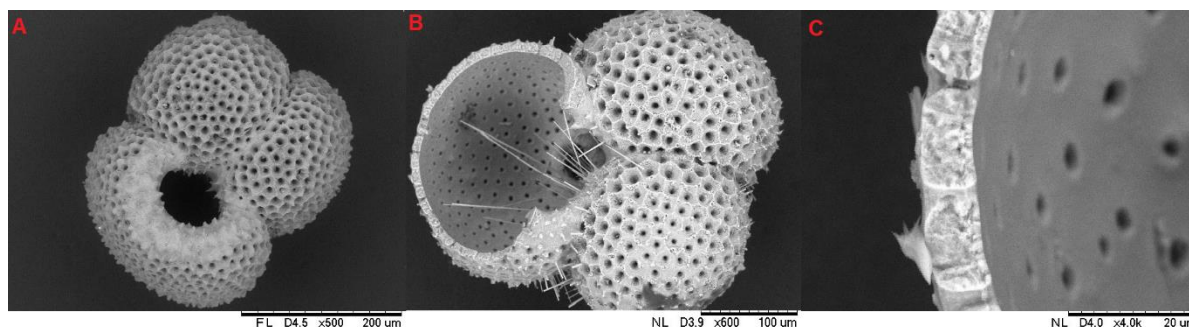
6.5 ANÁLISE DA MICROESTRUTURA ATRAVÉS DA MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

Após a pesagem, 1 indivíduo inteiro e 1 indivíduo que foi cortado (Figuras 17B e 18B), na última câmara, de cada uma das amostras foram selecionados

aleatoriamente para a realização do imageamento pela Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) no Laboratório MICRON da UFF.

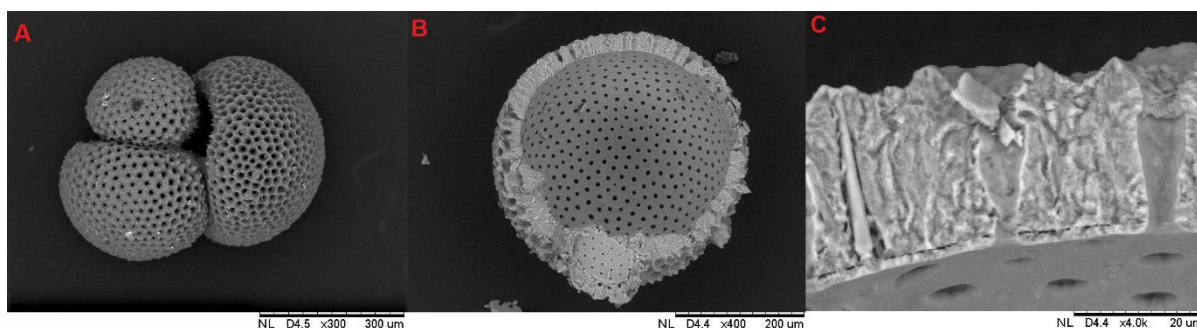
As amostras foram montadas nos suportes utilizando fita de carbono. Os organismos inteiros da espécie *G. ruber* (*white*) foram fotografados com magnitude de 500x (Figura 16) e da espécie *G. sacculifer* (sem saco), 300x (Figura 17). As espessuras das testas, em ambas as espécies, foram fotografadas com magnitude de 4000x.

Figura 16 - Exemplo de imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura de indivíduos da espécie *Globigerinoides ruber* (*white*) representantes do MIS 1. A: Indivíduo inteiro fotografado em magnitude de 500x; B: Corte feito na última câmara fotografado em magnitude de 600x; C: Detalhe da parede da última câmara fotografada em magnitude de 4000x



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

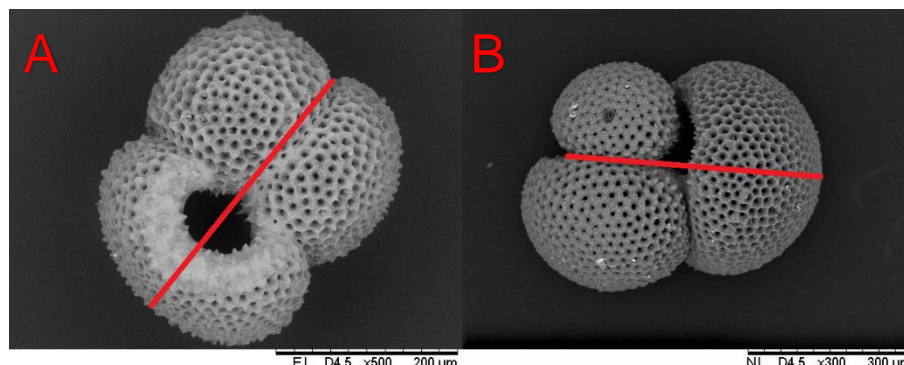
Figura 17 - Exemplo de imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura, de indivíduos da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) representantes do MIS 1. A: Indivíduo inteiro fotografado em magnitude de 300x; B: Corte feito na última câmara fotografado em magnitude de 400x; C: Detalhe da parede da última câmara fotografada em magnitude de 4000x



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

Em seguida, a partir das imagens obtidas foram realizadas as medidas de espessura com o auxílio do *software Corel Draw*. Foi medido o comprimento máximo de cada testa (Figura 18), além da medida de espessura da parede da câmara.

Figura 18 - A: Diagrama da medida de tamanho feita nos indivíduos da espécie *Globigerinoides ruber* (*white*). B: Diagrama da medida de tamanho feita nos indivíduos da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco). Ambos os indivíduos são representantes do período interglacial (aproximadamente 6 mil anos A.P.)



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

6.6 CÁLCULO DO PESO-NORMALIZADO PELO TAMANHO

Considerando os testes de tratamento de dados efetuados por Beer et al., (2010) comprovando que o peso-normalizado pelo tamanho medido é a forma mais consistente de se reduzir a interferência do tamanho das testas no peso das mesmas, na presente dissertação optou-se por utilizar a equação proposta por Barker e Elderfield (2002) (Equação 16):

$$SNW = \frac{P \cdot M1}{M2} \quad (16)$$

onde SNW é o peso-normalizado pelo tamanho medido, P é o peso médio de um indivíduo, M1 é a média de todos os tamanhos medidos na fração de tamanho selecionada (0,350 µm e 0,250 µm, para a espécie *G. ruber-white* e para a espécie *G. sacculifer*-sem saco, 0,420 µm e 0,350 µm) e M2 é o tamanho medido de cada testa, sendo o tamanho representado pela medida do maior comprimento da testa (Figura 18).

6.7 ANÁLISES ESTATÍSTICAS

Uma vez que não foi possível pesar o mesmo número de indivíduos em todas as amostras torna-se necessário à validação estatística desses resultados. Para tanto, utilizou-se através do *software Excel* o teste de análise de variância (ANOVA) segundo metodologia descrita por Miles et al. (2007). O teste ANOVA testa a hipótese de que as médias de duas ou mais populações são iguais (os resultados dos testes estão disponíveis no Anexo 11.4 e 11.5).

Por fim, foi obtido o coeficiente de correlação de Pearson (Equação 17) que representa a medida do grau de relação linear entre duas variáveis quantitativas.

$$r = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{(\sum(x_i - \bar{x}) \sum(y_i - \bar{y}))}}$$

(17)

Este coeficiente varia entre os valores -1 e 1. O valor 0 (zero) significa que não há relação linear, o valor 1 indica uma relação linear perfeita e o valor -1 também indica uma relação linear perfeita, porém inversa. Todos os resultados podem ser observados no Anexo 11.3.

7 RESULTADOS

7.1 MODELO DE IDADE DO GL1090

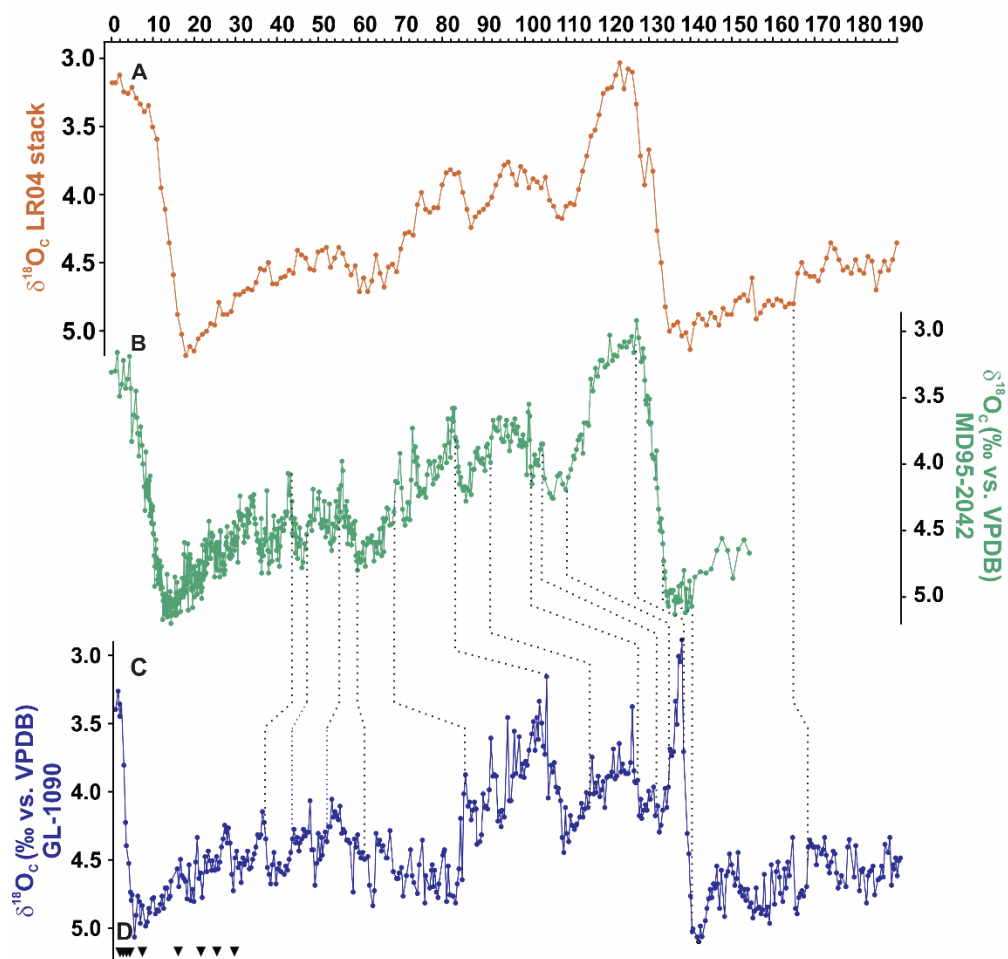
O testemunho GL1090 compreende o período entre 6.520 e 185.160 anos A.P. (Figuras 19 e 20), dos quais apenas o intervalo compreendido entre 6.520 e 69.325 anos, o qual se refere aos primeiros 766 cm, foi objeto desse estudo. Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ das espécies de foraminíferos bentônicos estudadas apresentam os MIS (*Marine Isotopic Stages*) bem definidos com valores mais leves durante os interglaciais (MIS 5e e 1). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais pesados ocorrerem durante o glacial sendo máximos no final dos MIS 6 e 2. A taxa de sedimentação média obtida foi de 13 cm/ka sendo as maiores taxas observadas durante o MIS 4 (24 cm/ka), e as menores ao longo dos MIS 5e, 5d e 1 (3 cm/ka) (SANTOS et al., 2017).

Tabela 3 - Datações de ^{14}C para os primeiros 3,27 m do testemunho GL1090. Idades calibradas com a curva Marine 13 (Reimer et al., 2013)

Código do laboratório	Profundidade (m)	Idade ka ^{14}C	Idade ka erro	cal ka	Inferior (cal ka)	Superior (cal ka)
BETA-404133	0.007	6.69	0.03	7.23	7.16	7.27
BETA-404134	0.017	9.12	0.03	9.88	9.74	9.95
BETA-404135	0.023	11.35	0.04	12.79	12.89	12.72
BETA-404136	0.033	13.76	0.04	16.07	15.97	16.17
BETA-404137	0.061	17.58	0.06	20.69	20.56	20.86
BETA-404138	0.151	25.26	0.11	28.85	28.68	29.08
BETA-404139	0.204	28.36	0.13	31.59	31.41	31.92
BETA-404140	0.243	33.29	0.21	36.77	36.33	37.66
BETA-404141	0.286	37.93	0.35	41.94	41.45	42.36
BETA-404142	0.327	37.69	0.36	41.78	41.25	42.23

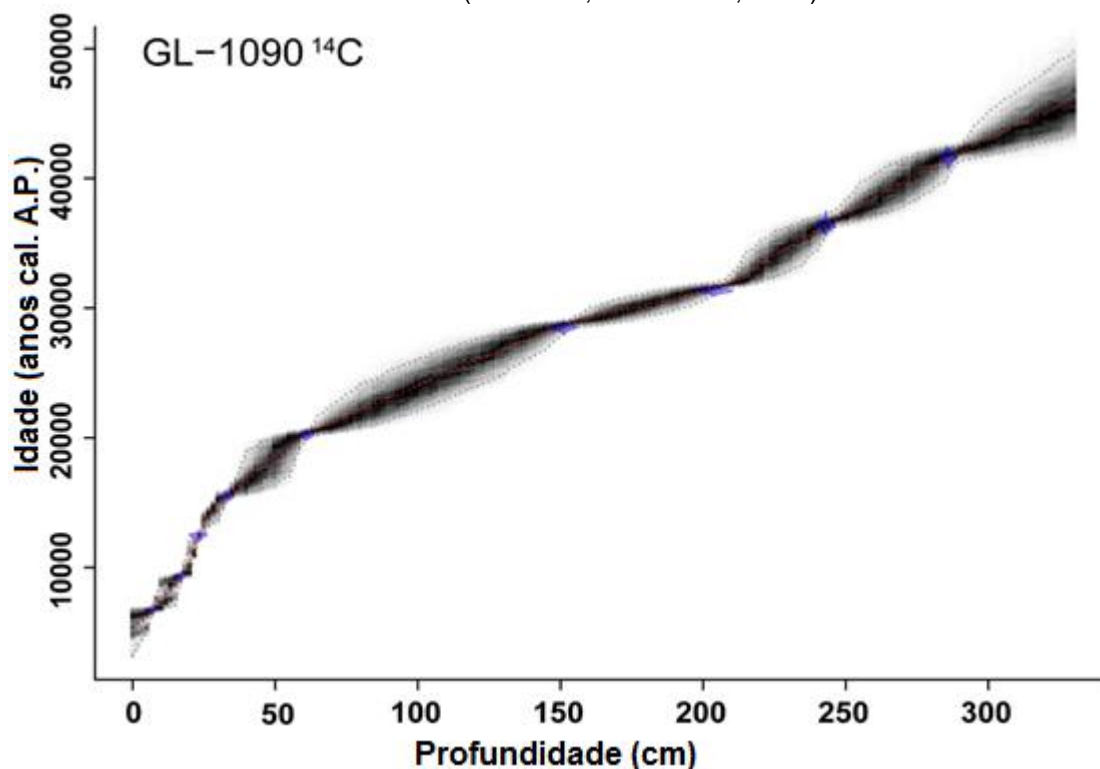
Modificado de: SANTOS et al., 2017

Figura 19 - Modelo de idades do testemunho GL1090 e as curvas de referência. A: LR04 $\delta^{18}\text{O}$ de foraminífero bentônico *stack* LR04 (LISIECKI; RAYMO, 2005). B: MD95-2042 $\delta^{18}\text{O}$ de foraminífero bentônico (SHACKLETON et al., 2000) plotado com o modelo de idades de Govin et al. (2014). C: GL1090 $\delta^{18}\text{O}$ de foraminífero bentônico. D: Idades calibradas de ^{14}C do testemunho GL1090



Fonte: SANTOS et al., 2017.

Figura 20 - Idades obtidas com ^{14}C para o testemunho GL1090, imagem produzida com o software Bacon v. 2.2 (BLAAUW; CHRISTEN, 2011)

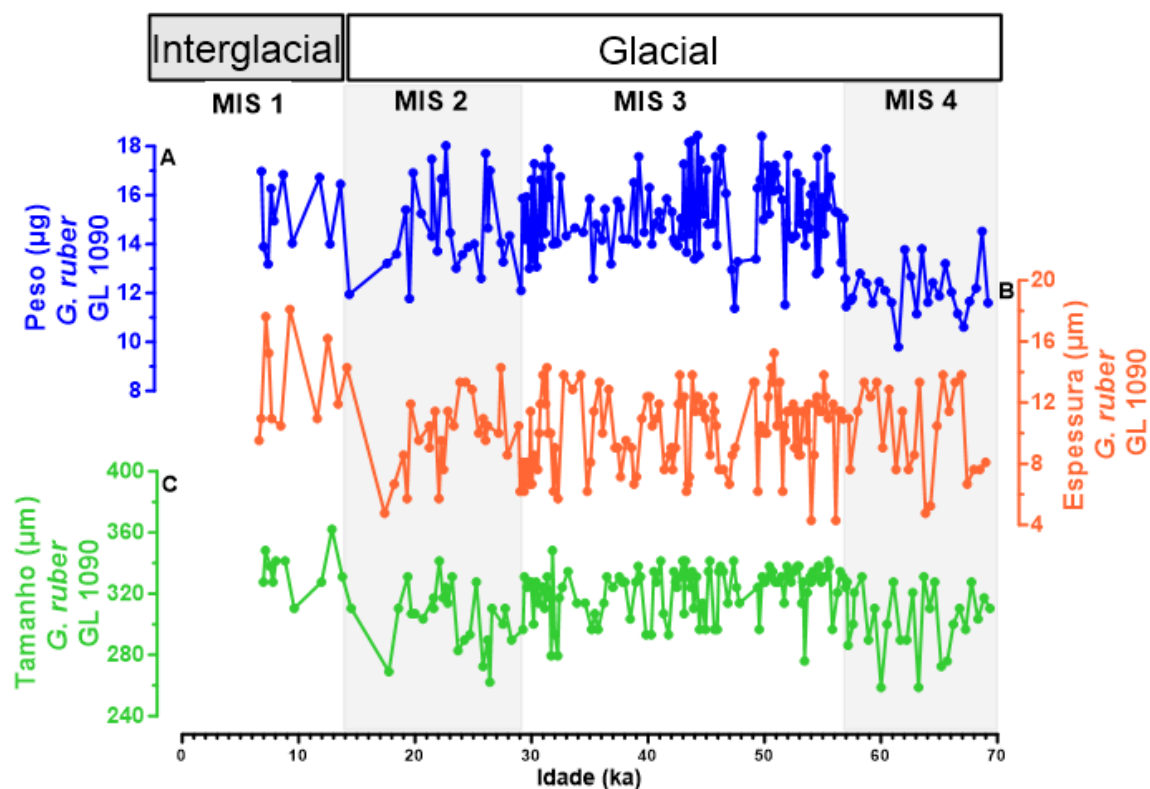


Fonte: SANTOS et al., 2017.

7.2 PESO, TAMANHO, ESPESSURA E PESO-NORMALIZADO PELO TAMANHO (SNW) DAS TESTAS

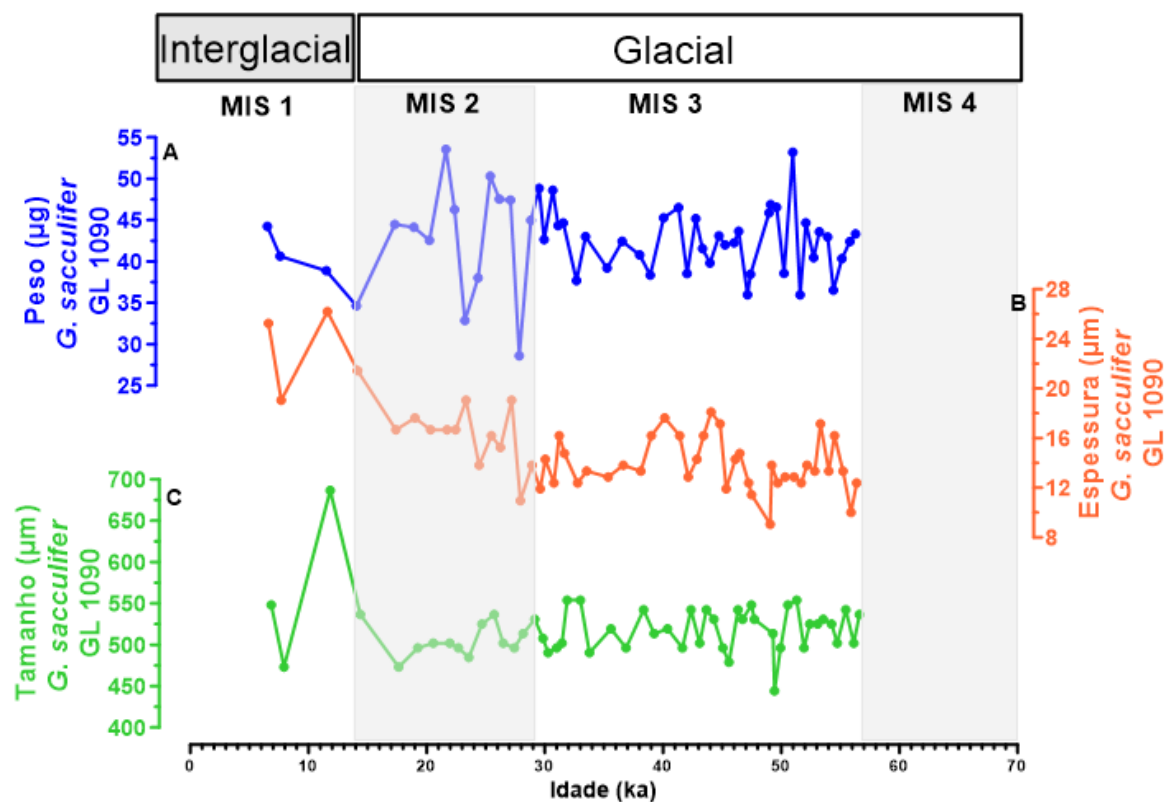
As Figuras 21, 22 e 23 apresentam as variações de peso, tamanho, espessura e SNW das testas ao longo do testemunho GL1090 para as espécies *G. ruber* (white) e *G. sacculifer* (sem saco). Ambas as espécies apresentaram comportamento semelhante em relação ao tamanho e espessura das testas, sendo que os maiores valores dessas variáveis se apresentaram durante o MIS 1. Em relação ao peso, a espécie *G. ruber* (white) apresentou os menores valores durante o MIS 4, tendo poucas variações durante os MIS 3, 2 e 1, assim como registrado para a espécie *G. sacculifer* (sem saco). O SNW de ambas as espécies apresentou pouca variação ao longo dos MIS 3, 2 e 1, porém, novamente a espécie *G. ruber* (white) apresentou valores sensivelmente menores durante o MIS 4. Todos os valores obtidos nas análises podem ser verificados no Anexo 11.1 e 11.2.

Figura 21 - A: Variação do peso (μg) da espécie *Globigerinoides ruber* (white); B: Variação da espessura (μm) das testas da espécie *Globigerinoides ruber* (white); C: Variação do tamanho (μm) da espécie *Globigerinoides ruber* (white). Dados do testemunho GL1090 nos últimos 70 mil anos



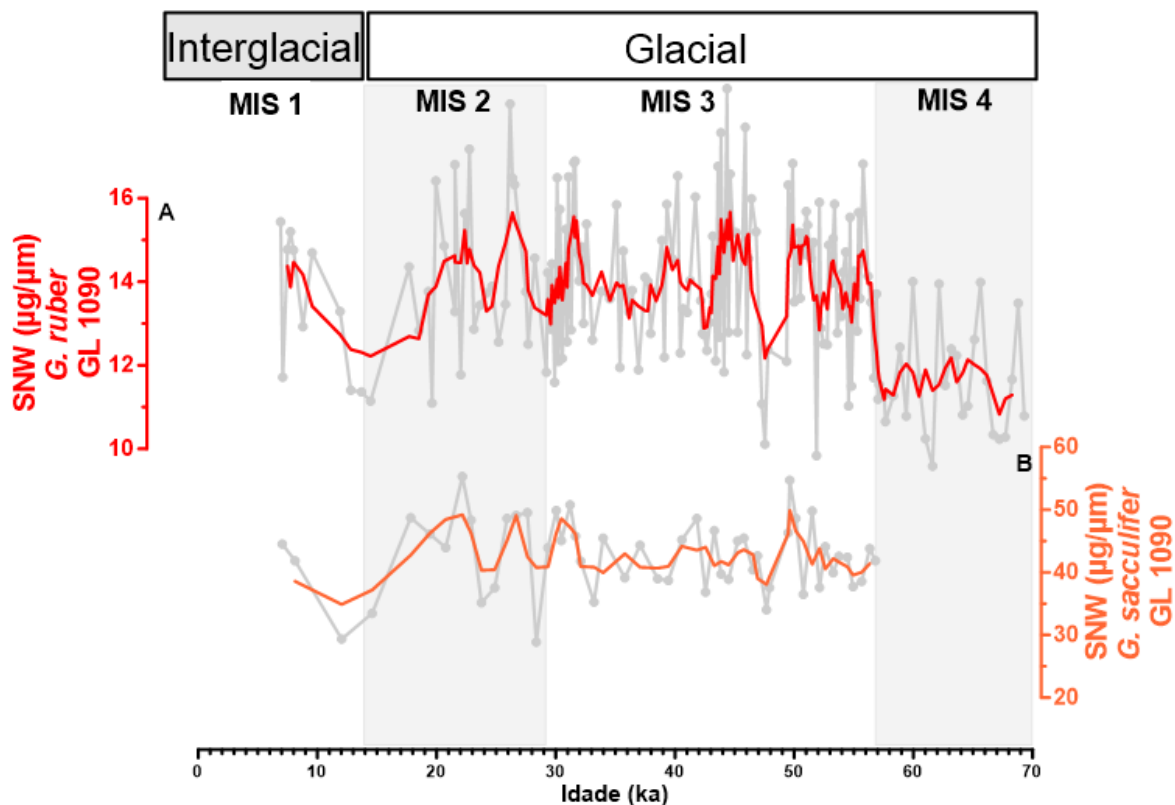
Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

Figura 22 - A: Variação do peso (μg) da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco); B: Variação da espessura (μm) das testas da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco); C: Variação do tamanho (μm) da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco). Dados do testemunho GL1090 nos últimos 57 mil anos



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

Figura 23 - (A) Variação do peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie *Globigerinoides ruber* (*white*); (B) Variação do peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco). Dados do testemunho GL1090 nos últimos 70 mil anos. As linhas cinzas ao fundo representam os dados brutos de peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$), e as linhas vermelha e laranja, as médias ponderadas de 5 pontos

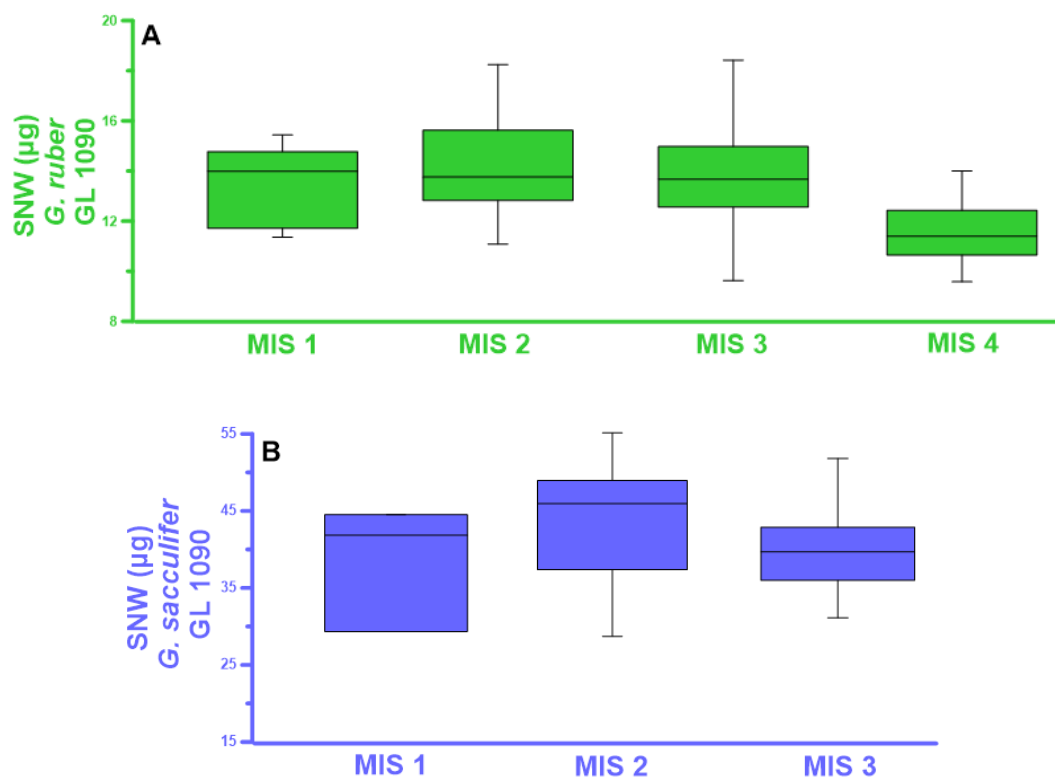


Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

Através da correlação de Person (Anexo 11.3) foi possível observar que os resultados obtidos para ambas as espécies apresentam correlações entre si. Para a espécie *G. ruber* (*white*) a correlação se mostra diretamente proporcional em relação ao SNW-peso SNW-espessura e SNW-tamanho. Para a *G. sacculifer* (sem saco), observa-se uma correlação diretamente proporcional para as relações SNW-peso e SNW-espessura, e inversamente proporcional para SNW-tamanho. Esses resultados demonstram que a normalização foi satisfatória, uma vez que os valores de SNW se mostram diretamente proporcionais a espessura de ambas as espécies.

A distribuição dos valores do SNW por MIS (Figura 24) apresentaram valores com pouca amplitude de variação durante os MIS 3, 2 e 1 para ambas as espécies. Para a espécie *G. ruber* (*white*) o MIS 4 foi o período com maior variação, onde os menores valores de SNW foram registrados. A espécie *G. ruber* (*white*) teve valores que variaram 49%, enquanto que *G. sacculifer* (sem saco) variou em 47%.

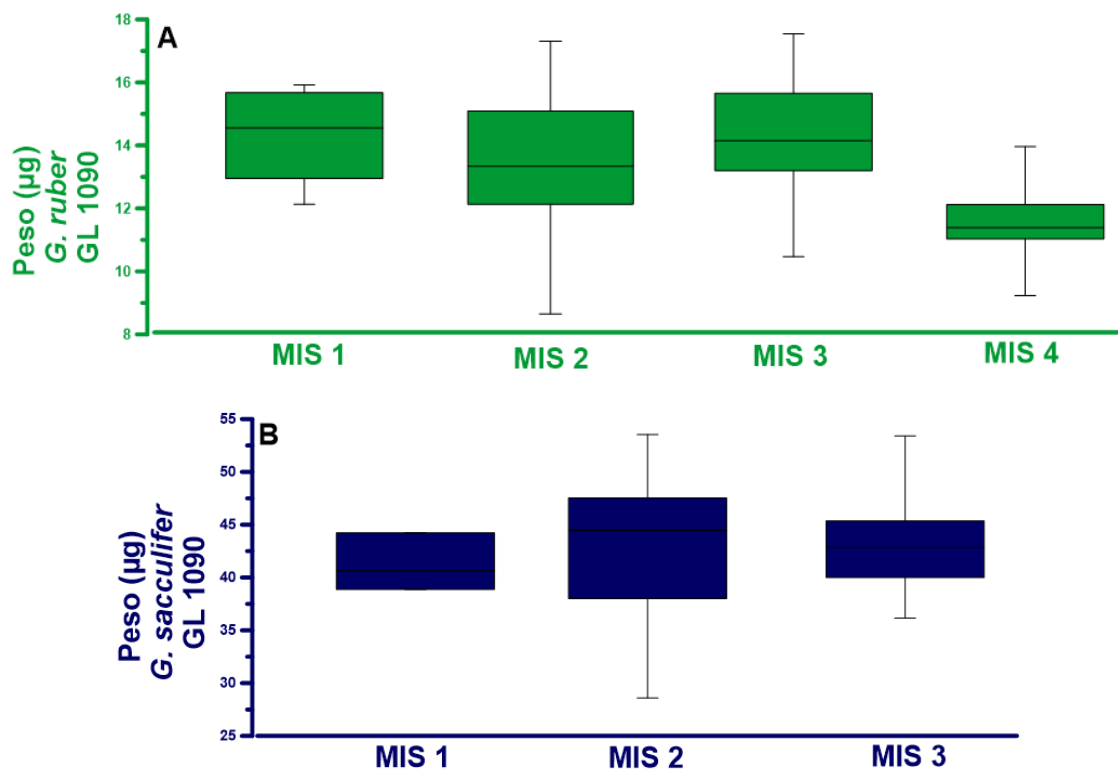
Figura 24 - Peso-normalizado pelo tamanho (SNW- μ g) das espécies *Globigerinoides ruber* (*white*) (A) e *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) (B) ao longo dos períodos interglacial e último glacial. Os retângulos representam o percentil, sendo a linha interna dos retângulos a média das medidas e as barras os valores máximos e mínimos



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

O peso de *G. ruber* (*white*) variou 49% ao longo dos últimos 70 mil anos analisados, sendo os menores valores encontrados, assim como os valores de SNW, ao longo do MIS 4 (entre 56 e 70 mil anos). Para *G. sacculifer* (sem saco), os valores de peso também variaram 49% (Figura 25), sendo a menor amplitude de valores observada no MIS 3. Para ambas as espécies, existe pouca variação em relação ao peso nos MIS 1, 2 e 3.

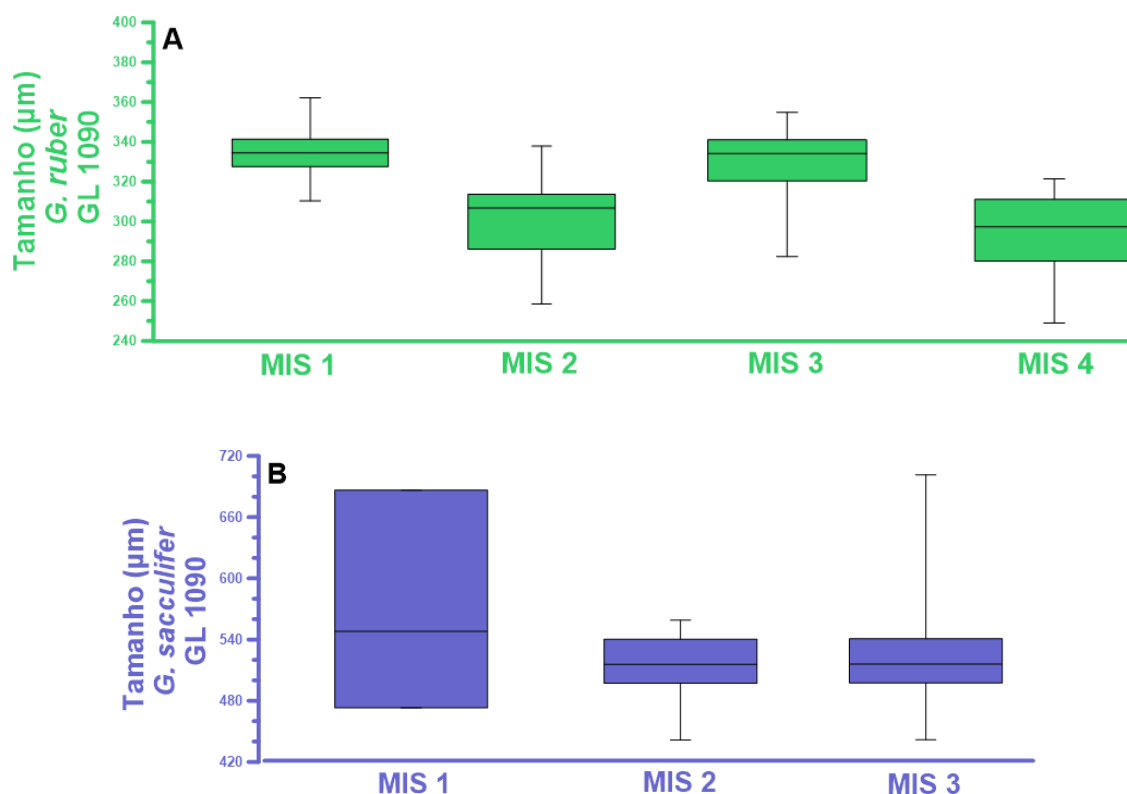
Figura 25 - Peso médio (μg) de um indivíduo das espécies *Globigerinoides ruber* (white) (A) e *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) (B) ao longo dos períodos interglacial e último glacial. Os retângulos representam o percentil, sendo a linha interna dos retângulos a média das medidas e as barras os valores máximos e mínimos



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

As medidas de tamanho obtidas através do MEV mostraram que a variação no tamanho das testas (Figura 26) da espécie *G. ruber* (white) teve uma variação de 27%, enquanto *G. sacculifer* (sem saco) variou 36%.

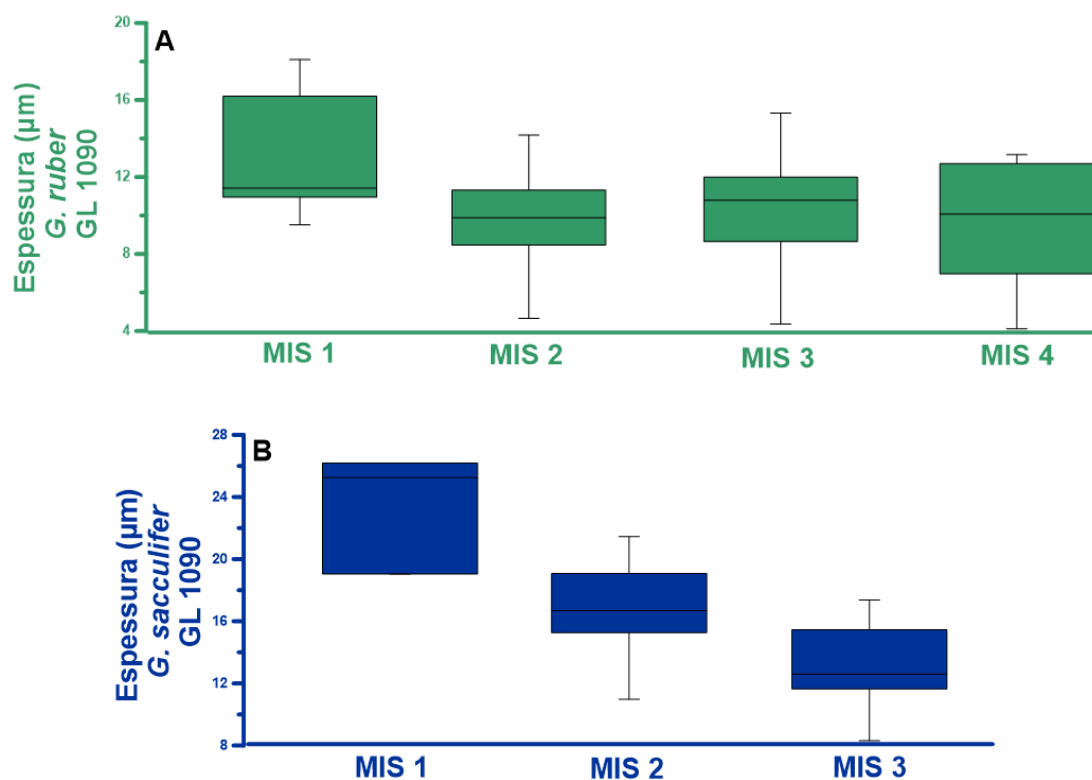
Figura 26 - Tamanho (μm) das espécies *Globigerinoides ruber* (*white*) (A) e *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) (B) ao longo dos períodos interglacial e último glacial. Os retângulos representam o percentil, sendo a linha interna dos retângulos a média das medidas e as barras os valores máximos e mínimos



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

Em relação a espessura das testas observou-se as maiores variações registradas, sendo que a espécie *G. ruber* (*white*) apresentou uma variação de 77%, enquanto que *G. sacculifer* (sem saco) variou 66% (Figura 27). É possível observar que a espécie *G. sacculifer* (sem saco) apresentou espessura consideravelmente maior do que *G. ruber* (*white*). Essa condição, provavelmente, deve-se ao fato dessa espécie secretar uma segunda camada de calcita, como relatado previamente por Lohmann (1995). Em ambas as espécies os maiores valores de espessura foram registrados no período interglacial (MIS 1), mantendo-se com pequena amplitude de variação no período glacial (MIS 2, 3 e 4).

Figura 27 - Espessura (μm) das testas das espécies *Globigerinoides ruber* (white) (A) e *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) (B) ao longo dos períodos interglacial e último glacial. Os retângulos representam o percentil, sendo a linha interna dos retângulos a média das medidas e as barras os valores máximos e mínimos



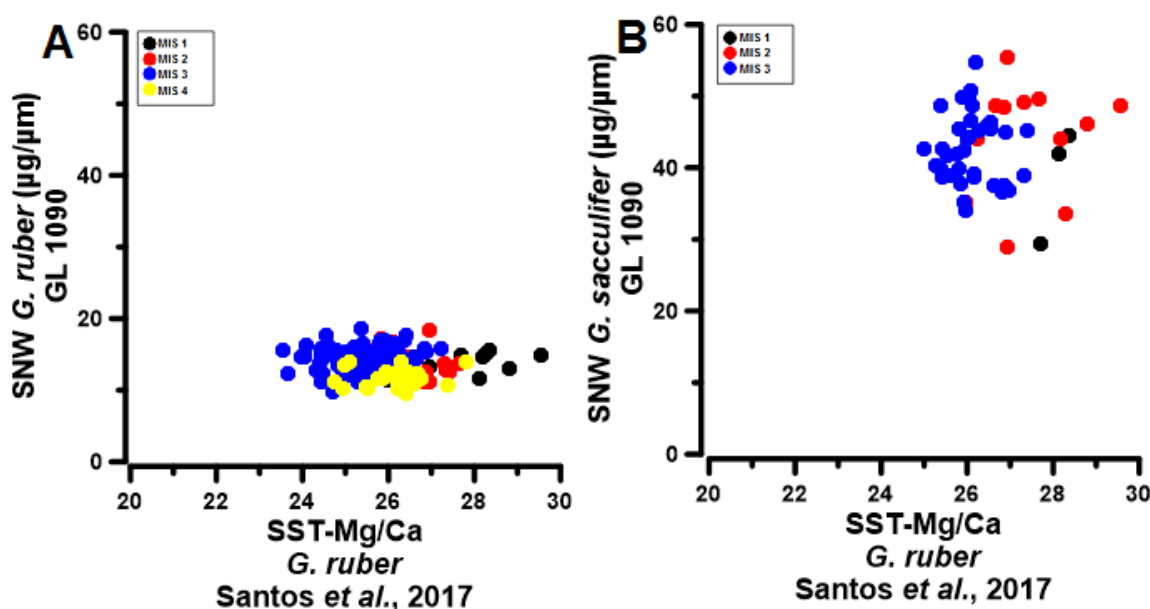
Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

8 DISCUSSÃO

Durante períodos interglaciais, quando a TSM é mais elevada, a capacidade de absorção de CO₂ pelos oceanos é reduzida, aumentando a concentração de CO₂ na atmosfera (EWEN; WEAVER; EBY, 2004). Assim, a redução na TSM e o aumento da produtividade primária registradas durante o período glacial beneficiariam a dissolução de CO₂ na superfície dos oceanos, acarretando o registro dos menores valores de CO₂ atmosférico durante os glaciais (MARTIN, 1990).

No testemunho GL1090 não foi observada uma correlação direta entre o SNW e a TSM (Figura 28), provando que a calcificação das testas dessas espécies não foi afetada pela TSM, mas sim por outro fator que possivelmente decorre da variação na TSM, como por exemplo a disponibilidade de íons carbonato na coluna d'água.

Figura 28 - A: Gráfico de dispersão entre o peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie *Globigerinoides ruber* (white) e temperatura no testemunho GL1090; B: Gráfico de dispersão entre o peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) e temperatura no testemunho GL1090

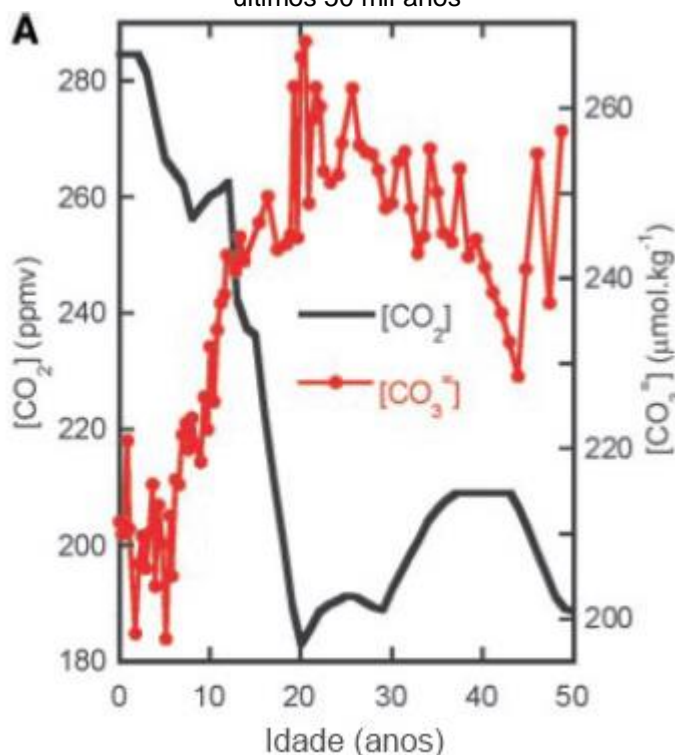


Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

O aumento na concentração de CO₂ dissolvido na superfície dos oceanos, decorrente da redução na TSM, possibilita o enriquecimento de íons carbonato e, consequentemente, uma maior produção/preservação de CaCO₃ durante os glaciais

(Figura 29), como observado no estudo de Barker e Elderfield (2002). A precipitação de CaCO_3 requer a presença de íons Ca^{2+} como também de íons carbonato para se formar. Sabendo-se que a disponibilidade de íons Ca^{2+} nos oceanos é relativamente estável, a disponibilidade de íons carbonato se torna o principal fator limitante para a produção de CaCO_3 (PETRO; PIVEL; COIMBRA, 2016).

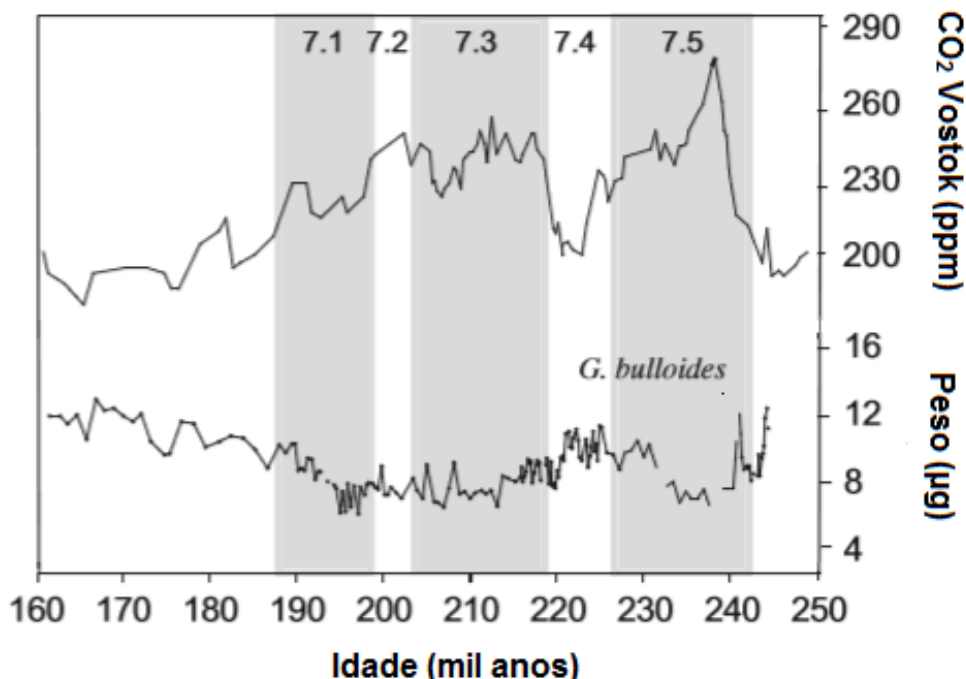
Figura 29 - Relação inversa entre a pressão de dióxido de carbono atmosférico registrado no testemunho de gelo Vostok (em preto-ppmv) e concentração de íons carbonato na coluna d'água calculada através do testemunho NEAP 8K coletado no Atlântico Norte (em vermelho- $\mu\text{mol.kg}^{-1}$) nos últimos 50 mil anos



Fonte: BARKER e ELDERFIELD, 2002.

Segundo Barker e Elderfield (2002), entre as latitudes 60°N e 30°N , as mudanças na concentração de íons carbonato no ambiente em resposta as alterações do CO_2 atmosférico na escala G-IG, produz uma resposta na calcificação das testas de foraminíferos. Resultados semelhantes foram observados por Gonzalez-Mora, Sierra e Flores (2008), que mencionam que a calcificação das testas da espécie *Globigerina bulloides* está inversamente relacionada com a variação do CO_2 atmosférico (Figura 30).

Figura 30 - Relação entre dados de CO₂ atmosférico (ppm) obtidos através do testemunho de gelo Vostok, e peso (µg) de indivíduos de foraminíferos planctônicos da espécie *Globigerina bulloides*, retirados do testemunho ODP977 coletado no Mar Alboran



Modificado de: GONZALEZ-MORA, SIERRO e FLORES, 2008.

Para o Atlântico Norte, Barker, Kiefer e Elderfield (2004) através de testemunhos coletados entre latitudes 58° e 52,5°N registraram características menos corrosivas durante o último glacial, decorrente da redução na estratificação da coluna d'água. Esses autores definiram esse período como sendo o modo glacial de circulação no Atlântico, onde até cerca de 3500 m de profundidade as testas se apresentam melhores preservadas. Abaixo dessa profundidade, no entanto, as testas apresentam sinais de dissolução resultante da incursão de águas profundas corrosivas provenientes de sul.

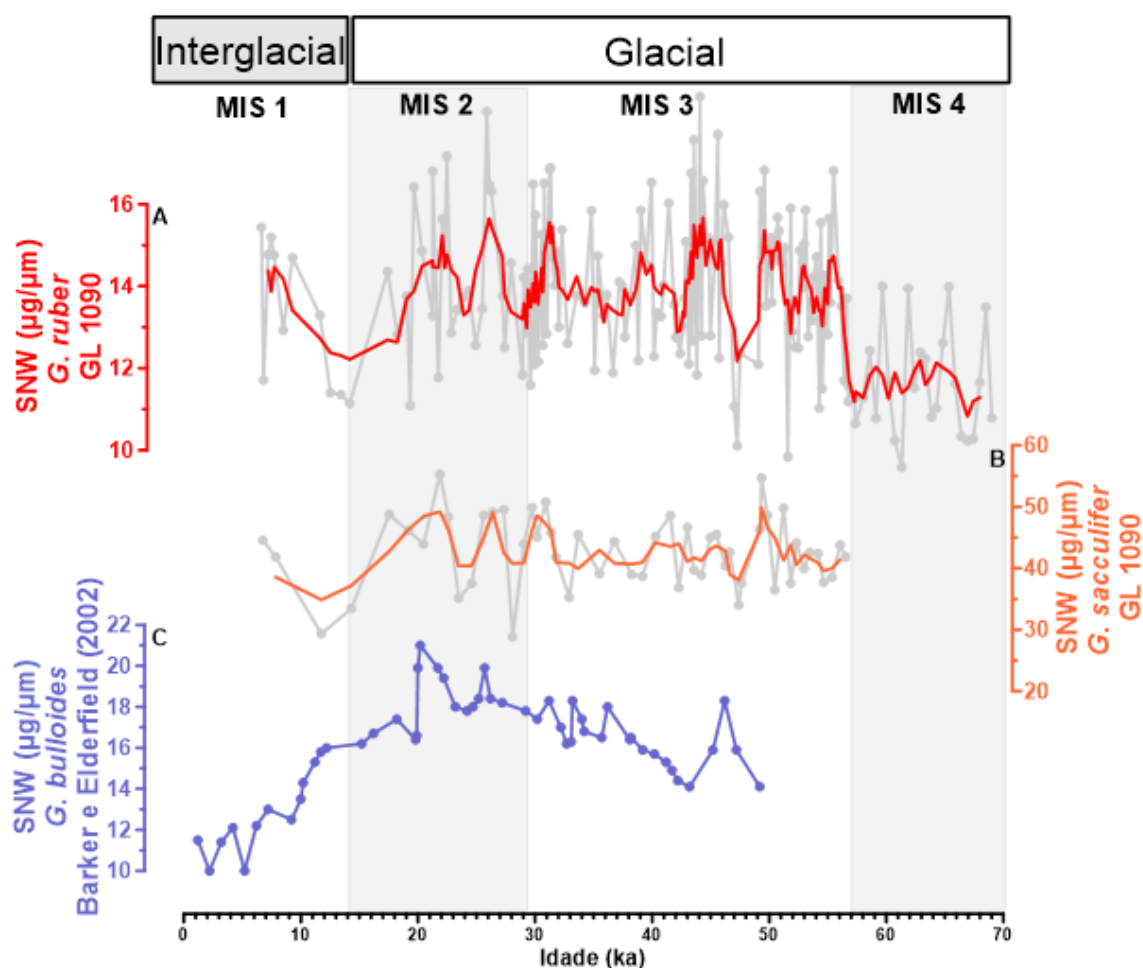
No estudo de Broecker e Clark (2004) baseado em testemunhos coletados na porção leste do Atlântico Sul (localizadas próximas ao continente Africano entre as latitudes de 22.3°S e 42.5°S), apresentaram resultados que indicam que as testas ficaram mais leves durante o período interglacial, porém os autores ressaltam que a concentração de íons carbonato pode não ser a única variável a ser considerada quando se utiliza do *proxy* de dissolução, uma vez que em altas latitudes ocorrem alterações sazonais na temperatura e nutrientes, o que influencia na produção dos íons carbonato, ao contrário de baixas latitudes onde a sazonalidade não é bem definida. Nesse estudo, os autores consideram que apesar da localidade estar

compreendida em baixas latitudes ela é consideravelmente mais produtiva do que a borda oposta (em decorrência da ressurgência de Benguela), o que poderia justificar os resultados obtidos. Dessa forma, quando a bomba biológica não é eficiente e a formação de íons carbonato é desfavorecida o excesso de CO_2 dissolvido torna o meio mais ácido e corrosivo ao CaCO_3 (PETRÓ; PIVEL; COIMBRA, 2016).

No presente estudo não foi possível calcular diretamente a concentração de íons carbonato na coluna d'água, pois para isso seriam necessárias medidas de calibração atual na região de estudo, conforme recomendado por Broecker e Clark (2001, 2003); Villiers (2005); e Naik et al. (2010). Sendo assim, os efeitos dessa variação foram analisados de forma relativa ao longo dos 70.000 anos cobertos pelas amostras estudadas.

Como pode ser observado na Figura 31, os resultados de SNW obtidos com as duas espécies utilizadas no testemunho GL1090 possuem um comportamento distinto do apresentado pelos resultados de Barker e Elderfield (2002). Esses autores registraram uma amplitude de valores muito maior durante a transição G-IG do que a registrada no testemunho GL1090, além dos menores valores de SNW dos autores terem sido registrados durante o período interglacial, enquanto que no testemunho GL1090 os menores valores de SNW são encontrados no MIS 4. Os resultados de Barker e Elderfield (2002) refletem o que usualmente é encontrado para o Atlântico Norte, e também o que é esperado durante os glaciais, que são caracterizados por uma maior concentração de íons carbonato na água, acarretando testas mais robustas do que as testas produzidas nos interglaciais.

Figura 31 - A: Variação no peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie *Globigerinoides ruber* (white) do testemunho GL1090 nos últimos 70 mil anos, a linha cinza ao fundo representa os dados brutos de SNW, e a linha vermelha, as médias ponderadas de 5 pontos; B:, Variação no peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) do testemunho GL1090 nos últimos 57 mil anos, a linha cinza ao fundo representa os dados brutos de SNW, e a linha laranja, as médias ponderadas de 5 pontos; C: Peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) de testas da espécie *Globigerina bulloides* coletadas no testemunho NEAP 8K (Atlântico Norte) encontrado por Barker e Elderfield (2002)

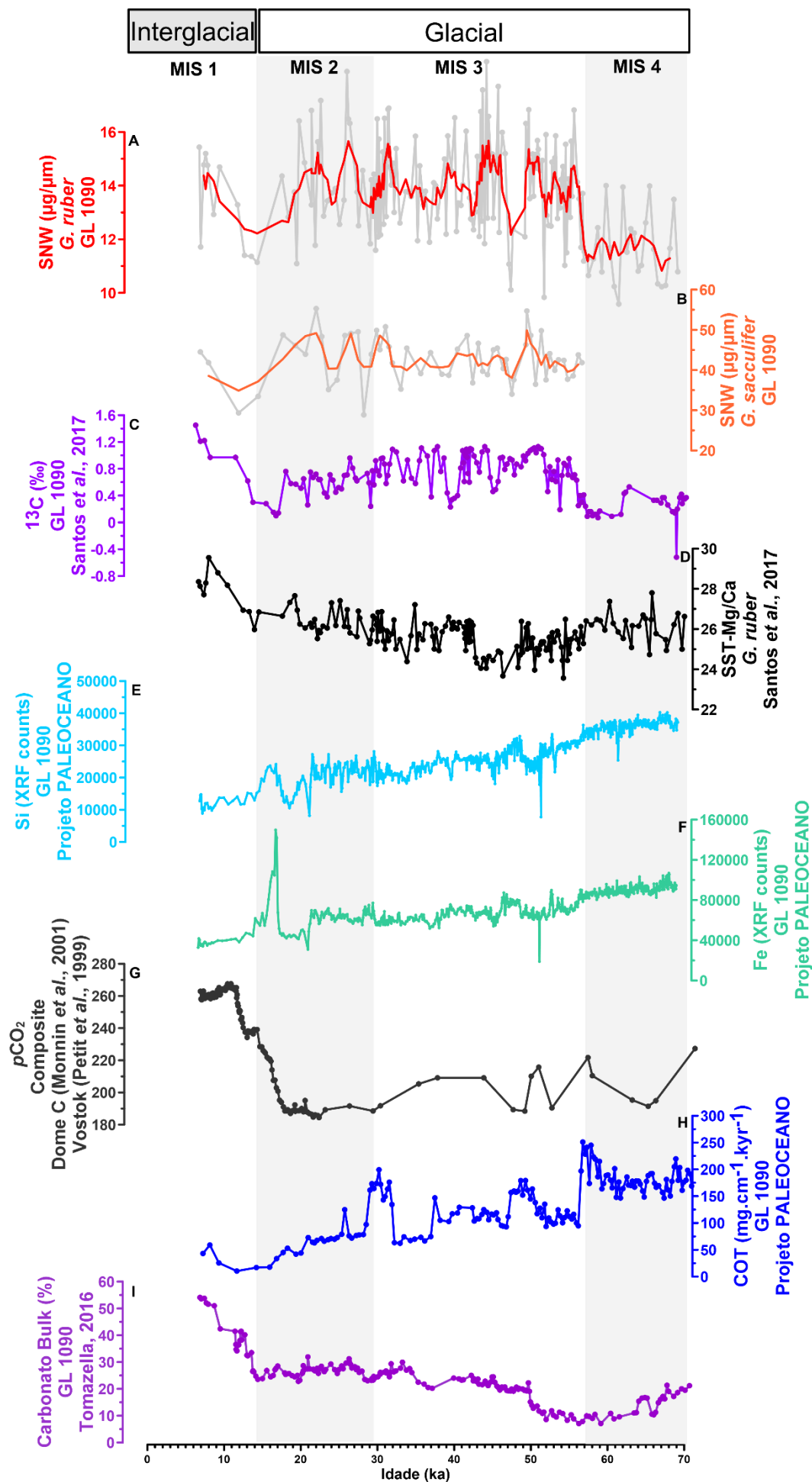


Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

Como pode ser observado na Figura 32, os resultados obtidos com o testemunho GL1090 não corroboram com os resultados obtidos por Barker e Elderfield (2002); Barker, Kiefer e Elderfield (2004); Broecker e Clark (2004) e Gonzalez-Mora, Sierrro e Flores (2008) no que diz respeito a relação entre o SNW e a variação no $p\text{CO}_2$ atmosférico. A variação registrada para o $p\text{CO}_2$ global acompanha os dados de SNW de ambas as espécies estudadas no testemunho GL1090. Durante o período glacial

observa-se os menores valores de $p\text{CO}_2$ em comparação com os valores registrados no período glacial, quando também são registrados os menores valores de SNW.

Figura 32 - A: Peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie *Globigerinoides ruber* (*white*) do testemunho GL1090, a linha cinza ao fundo representa os dados brutos de SNW, e a linha vermelha, as médias ponderadas de 5 pontos; B: Peso-normalizado pelo tamanho (SNW- $\mu\text{g}/\mu\text{m}$) da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) do testemunho GL1090, a linha cinza ao fundo representa os dados brutos de SNW, e a linha laranja, as médias ponderadas de 5 pontos; C: $\delta^{13}\text{C}$ (‰) de foraminíferos bentônicos do testemunho GL1090; D: Dados de SST-Mg/Ca do testemunho GL1090; E: Teores semi-quantitativos (XRF counts) de sílica e de ferro (F) do testemunho GL1090; G: Pressão parcial de $p\text{CO}_2$ na atmosfera; H: Fluxo de carbono orgânico total ($\text{mg}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{kyr}^{-1}$) do testemunho GL1090; I: Teor de carbonato *bulk* (%) (TOMAZELLA, 2016) do testemunho GL1090



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

Apesar do padrão encontrado no testemunho GL1090, diferir do apresentado em grande parte da literatura, artigos publicados por Kimoto et al. (2003) (utilizando testemunho coletados entre 8°N e 1°S no Oceano Pacífico) e Wang et al. (2005) (utilizando testemunhos coletados no Mar da China) apresentam um padrão semelhante ao obtido no testemunho GL1090, demonstrando que os oceanos possuem comportamentos diferentes em intensidades diferentes.

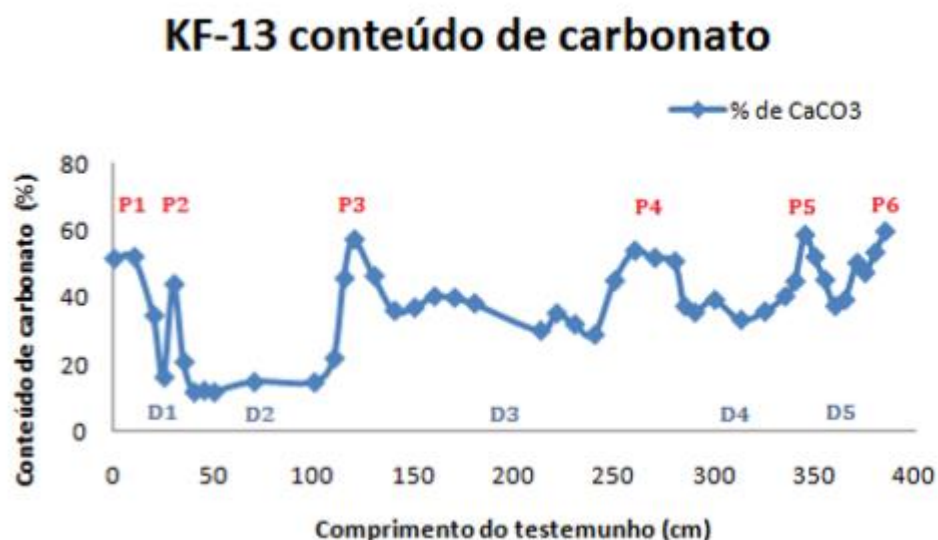
Nesse sentido, Kimoto et al. (2003), afirmam que os primeiros efeitos da dissolução em alguns locais podem aparecer no início dos estágios glaciais diminuindo durante a deglaciação. Os autores chegaram a essa conclusão através de testemunhos coletados no Oceano Pacífico (entre 8°N e 1°S) onde foram identificados sinais de dissolução na espécie de foraminífero planctônico *Globorotalia menardii* no início dos períodos glaciais e que se desenvolveram até o final desses períodos. Os autores atribuíram essa dissolução a uma variação global na distribuição de íons carbonato durante esses períodos.

Assim como os valores de SNW, o testemunho GL1090 também apresentou valores baixos teores de carbonato durante o estágio glacial (Figura 32). Pelo carbonato *bulk* representar a massa de todas as estruturas carbonáticas contidas no sedimento (independente do grau de fragmentação das mesmas), entende-se que a formação das testas ou a preservação das mesmas foram influenciadas pelo mesmo fator que influenciou as demais estruturas carbonáticas nesse local durante esse período específico.

Segundo Damuth (1977), o conteúdo de carbonato em sedimentos de oceano profundo, variou ao longo do Quaternário como resposta as oscilações climáticas. Essas oscilações sugerem que o teor de carbonato reflete a natureza e o tempo dessas variações climáticas. O teor de carbonato é considerado um bom *proxy* de dissolução, uma vez que a fragmentação das estruturas carbonáticas costuma ocorrer antes dos primeiros indícios de dissolução (DITTELT et al., 1999).

Resultados semelhantes de teores de carbonato foram registrados por Fernandes (2014) através de um testemunho coletado na Bacia de Campos durante a transição entre o MIS 2-1 (Figura 33).

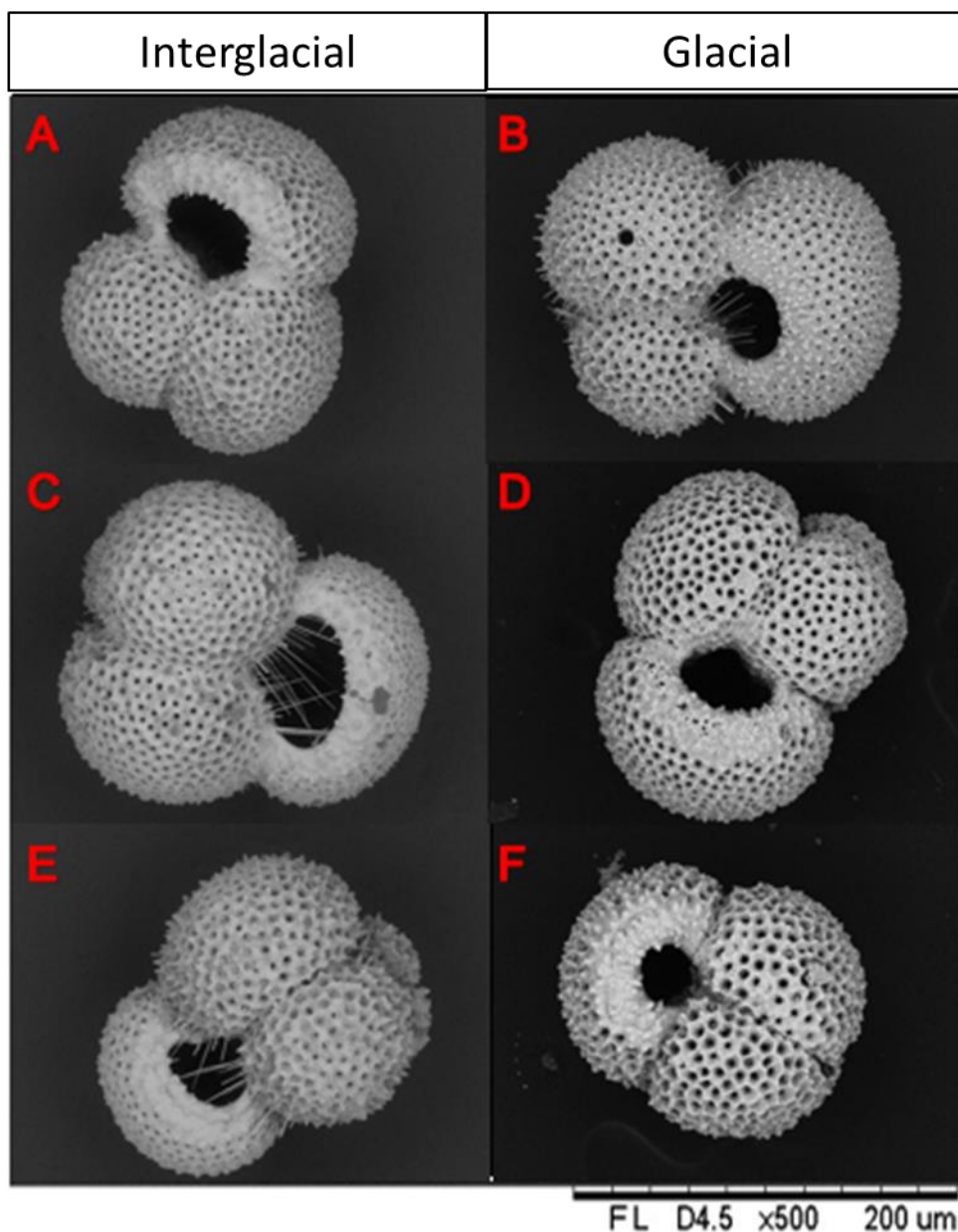
Figura 33 - Identificação dos picos e depressões encontradas no conteúdo de carbonato (%) do testemunho KF-13 localizado na Bacia de Campos coletado a 1774 m de profundidade na latitude 20°S



Os picos P1 e P2 e a depressão D1 estão dentro do MIS 1. Sendo que D1 é correlacionável com um resfriamento ocorrido por volta de 8 mil anos (AP) registrado anteriormente por Pivel (2010). A depressão D2 está registrada no MIS 2 (período frio), P3 corresponde ao MIS 3, que apesar de ser mais quente que D2, não atingiu temperaturas interglaciais, mesmo que o pico represente teores de carbonato equivalentes a períodos quentes. O D3 compreende o MIS 4 (FERNANDES, 2004).

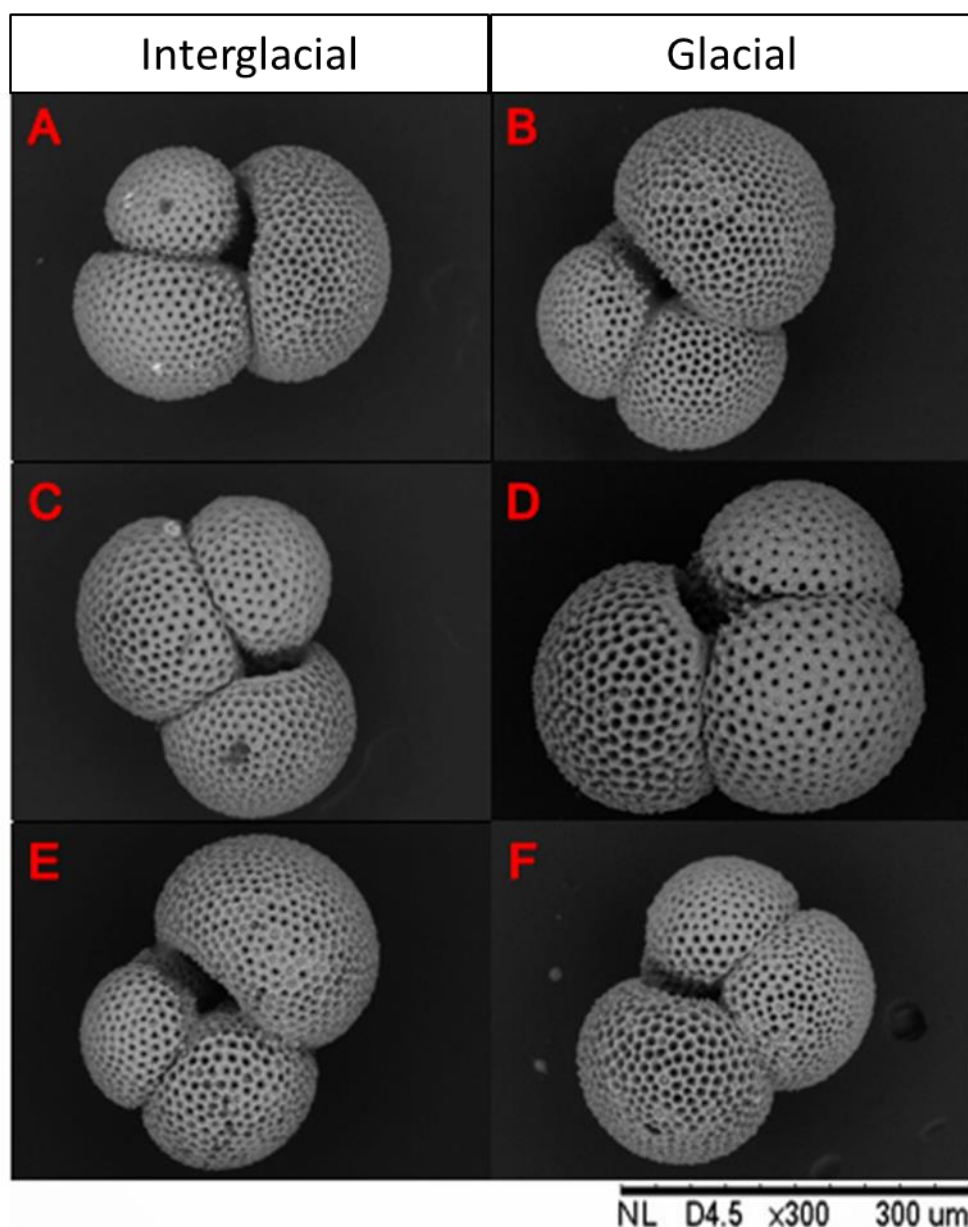
Como o padrão observado na área de estudo difere da literatura prévia, torna-se necessário observar as imagens obtidas com o MEV, a fim de identificar possíveis indícios de dissolução. Nesse contexto, foi possível visualizar indícios de dissolução nas testas de ambas as espécies estudadas. Como pode ser observado nas Figuras 34 e 35, os indivíduos representantes do período interglacial, nomeados A, C e E, possuem características externas distintas dos indivíduos representantes do período glacial, nomeado B, D e F. Os indivíduos do período glacial apresentam poros maiores chegando algumas vezes a se unirem e também são mais fundos.

Figura 34 - Imagens de indivíduos da espécie *Globigerinoides ruber* (white) obtidas através de Microscopia Eletrônica de Varredura. Imagens A, C e E representam o período interglacial (MIS 1). Imagens B, D e F representam o período glacial (MIS 2)



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

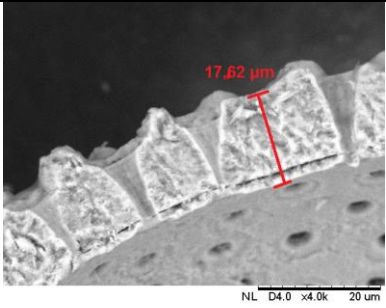
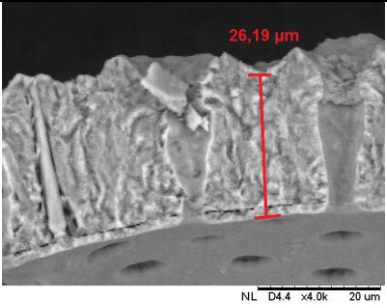
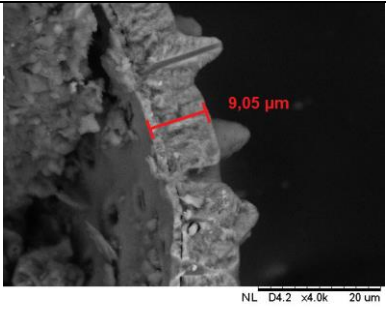
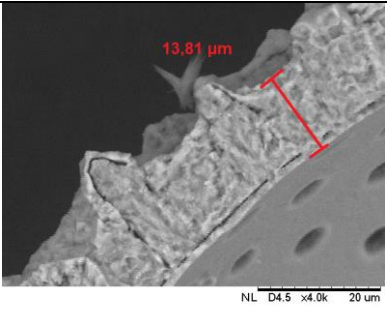
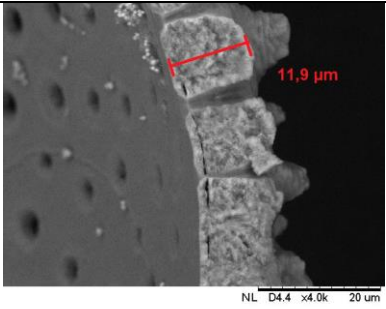
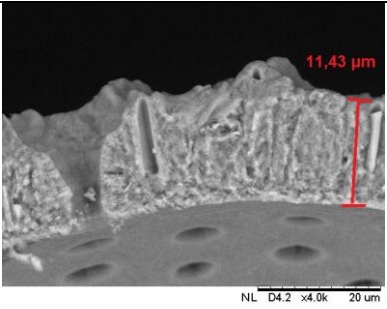
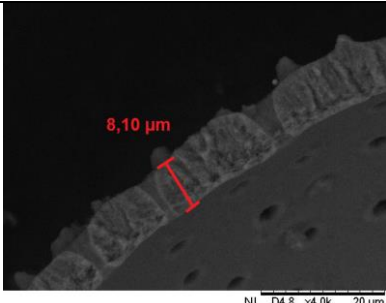
Figura 35 - Imagens de indivíduos da espécie *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) obtidas através de Microscopia Eletrônica de Varredura. Imagens A, C e E representam o período interglacial (MIS 1). Imagens B, D e F representam o período glacial (MIS 2)



Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

Observando a espessura das testas, também é possível observar que durante o período glacial, existe um possível efeito de dissolução, uma vez que a média da espessura durante os MIS 2, 3 e 4 é menor do que durante o MIS 1 (Figura 36).

Figura 36 - Imagens obtidas com microscopia eletrônica de varredura (MEV) da espessura das testas (μm) das espécies *Globigerinoides ruber* (white) e *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) ao longo dos MIS 1, 2, 3 e 4, bem como o N amostral e média de cada período para ambas as espécies

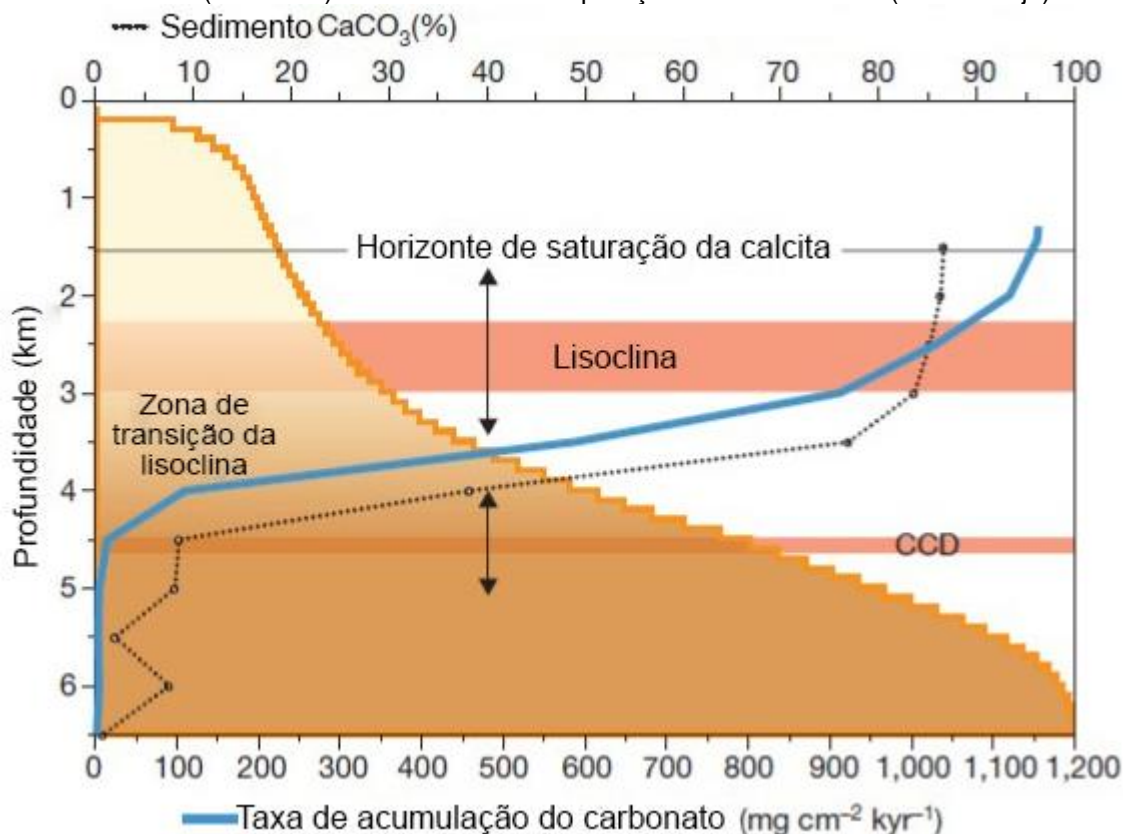
	<i>G. ruber</i>	<i>G. sacculifer</i>	
MIS 1			<p><i>G. sacculifer:</i></p> <p>N amostral = 3 Média = $23,49 \pm 3,87$</p> <p><i>G. ruber:</i></p> <p>N amostral = 10 Média = $13,19 \pm 3,24$</p>
MIS 2			<p><i>G. sacculifer:</i></p> <p>N amostral = 13 Média = $16,44 \pm 2,66$</p> <p><i>G. ruber:</i></p> <p>N amostral = 27 Média = $9,54 \pm 2,61$</p>
MIS 3			<p><i>G. sacculifer:</i></p> <p>N amostral = 37 Média = $13,82 \pm 2,06$</p> <p><i>G. ruber:</i></p> <p>N amostral = 110 Média = $10,21 \pm 2,44$</p>
MIS 4			<p><i>G. ruber:</i></p> <p>N amostral = 24 Média = $10,09 \pm 2,87$</p>

Fonte: Elaborado pela autora, 2017.

Assim, assumindo-se o efeito da dissolução foi observado durante o período glacial, com maior ênfase durante o MIS 4, faz-se necessário discutir as possíveis razões para tal. Nesse contexto, a dissolução pode ocorrer ao longo da coluna d'água, porém grande parte ocorre no fundo oceânico (VOLAT; PASTOURET; VERGNAUD-

GRAZZINI, 1980). A boa preservação do carbonato no sedimento ocorre em profundidades acima da profundidade denominada lisoclina*. Já entre a lisoclina e a camada de compensação da calcita (CCD) o carbonato sofre alguma dissolução, e abaixo da CCD (onde o fluxo de carbonatos é balanceado pela dissolução) (Figura 37) ocorre a dissolução total (PALIKE et al., 2012).

Figura 37 - Posicionamento da lisoclina e da camada de compensação da calcita (CCD), e sua relação com a batimetria e quantidade de CaCO_3 disponível no sedimento marinho. Essa figura mostra a relação entre a CCD, o conteúdo de CaCO_3 (linha preta pontilhada), taxa de acumulação de carbonato (linha azul) e a lisoclina em comparação com a batimetria (linha laranja)



Modificado de: PALIKE et al., 2012.

Atualmente no Atlântico Sul a lisoclina encontra-se localizada na interface entre a APAN e a AFA variando entre 4000 e 4500 m de profundidade estando próxima a isoterma de 2°C (MELGUEN; THIEDE, 1974). No entanto, conforme discutido por Palike et al. (2012) a lisoclina sofre flutuações verticais ao longo dos ciclos G-IG.

Durante o UMG a redução na formação da APAN produziu alterações na sua posição resultando em sua substituição por uma massa d'água menos densa, o que

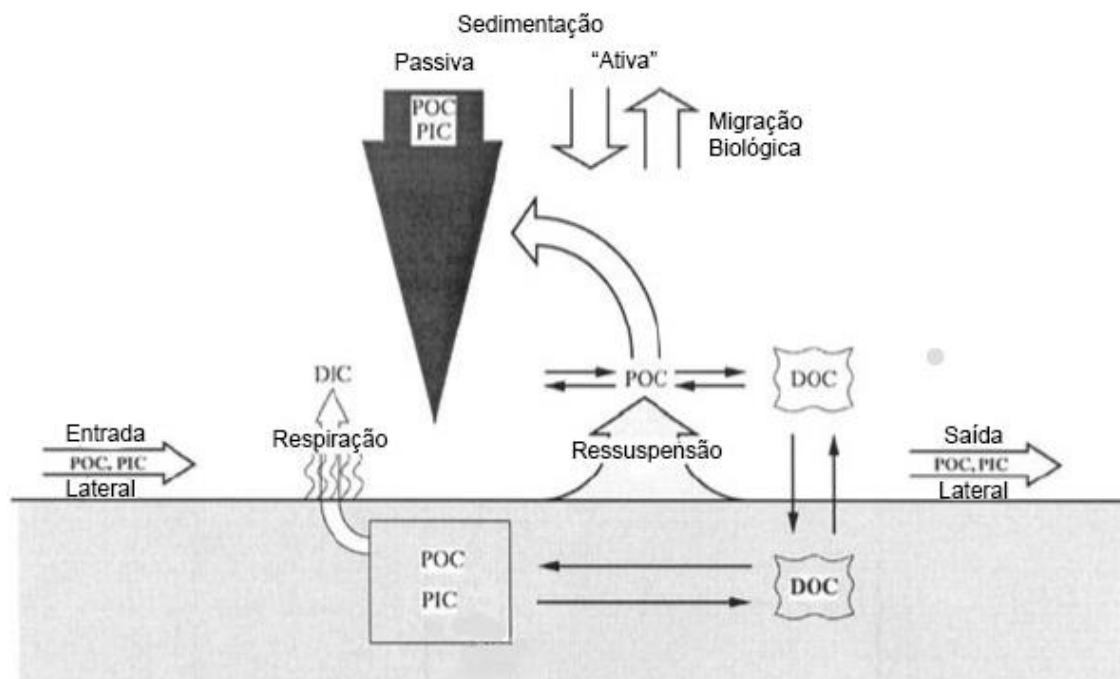
* Lisoclina, representa a profundidade onde o carbonato começa a sofrer dissolução em função da pressão

possibilitou a expansão de outras massas d'água e consequentemente o deslocamento da posição da lisoclina para menores profundidades no Atlântico Sul. Assim, durante o UMG a lisoclina estaria mais rasa no Oceano Atlântico em comparação à sua profundidade no Holoceno sendo registrada a uma profundidade de cerca de 3100 m de profundidade (FRENZ; HENRICH, 2007).

Apesar da grande mudança na profundidade da lisoclina, o testemunho GL1090 que foi coletado à uma profundidade de 2225 m o que estaria ainda cerca de 800 m acima da influência da ação de dissolução da lisoclina mesmo considerando seu posicionamento mais raso durante o glacial.

Acima da lisoclina, a dissolução dos carbonatos pode ocorrer por diversos outros fatores. Uma forma comum de dissolução é relacionada com o aumento da atividade bentônica estimulada através do aporte de carbono orgânico no sedimento, resultando na geração de CO_2 pelo metabolismo desses organismos e tornando a camada logo acima do sedimento ácida e corrosiva a estruturas carbonáticas (Figura 38) (DITTERT et al., 1999). O aporte pode ocorrer lateralmente através da entrada de massas d'água enriquecida em matéria orgânica, ou verticalmente através do aumento da produtividade primária na zona fótica.

Figura 38 - Diagrama do aumento na atividade bentônica, decorrente da entrada de nutrientes, e consequente produção de dióxido de carbono pela respiração bentônica. I: Inorgânico; O: Orgânico; C: Carbono; P: Particulado; D: Dissolvido



Modificado de: DITTERT et al., 1999.

O fitoplâncton sob disponibilidade de luz e nutrientes produz matéria orgânica através da fotossíntese provocando uma redução do CO_2 dissolvido. Parte do fitoplâncton é consumido pelo zooplâncton, que por sua vez é consumido pelas espécies sucessivas da cadeia trófica. Ao longo de todo esse processo, ocorre uma transferência de carbono orgânico dos níveis superiores aos níveis inferiores da cadeia onde parte do carbono transferido retorna para o meio líquido através da respiração e da mortalidade desses indivíduos (decomposição da matéria orgânica) (GATTUSO et al., 1998).

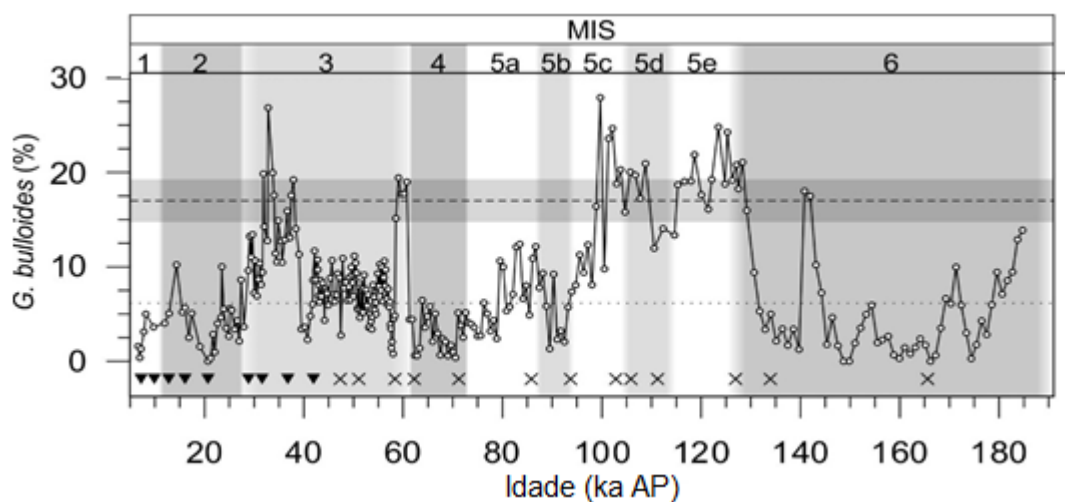
As altas taxas de assimilação fotossintética de carbono orgânico promovem um aumento no estado de saturação da calcita uma vez que o pH menos ácido resulta a uma maior disponibilidade de íons carbonato ao processo de calcificação (GATTUSO et al., 1998).

Quando a produtividade primária é estimulada, o volume de matéria orgânica que se deposita nos sedimentos de fundo também aumenta. Após a deposição essa matéria orgânica começa a ser decomposta pela comunidade bentônica gerando CO_2 e tornando a água de fundo em contato com o sedimento superficial mais ácida.

Normalmente esse fenômeno está associado a locais com ocorrência de fenômenos de ressurgência, que através do aporte de grandes volumes de nutrientes na zona fótica pela ressurgência de águas mais frias e ricas em nutrientes, estimulam o desenvolvimento da produtividade primária nas camadas superficiais e consequentemente sua deposição no fundo marinho (FRENZ; HENRICH, 2007).

Segundo Lessa et al. (2016), através de reconstruções de abundância e temperatura relativa do foraminífero planctônico *Globigerina bulloides*, no testemunho GL1090 (Figura 39), registraram eventos de ressurgência durante os glaciais por curtos períodos de tempo. Durante esses eventos de ressurgência a AT continuaria ocupando a camada superficial da coluna d'água, porém a camada fótica profunda seria preenchida pela ACAS que por ser rica em nutrientes promoveria a fertilização na área de estudo. Durante os períodos glaciais o fechamento do Vazamento das Agulhas para o Atlântico Sul, favorecido pela circulação bem ventilada por massas d'água Antárticas no giro subtropical, resfriaram a CB enfraquecendo a termoclina e possibilitando os eventos de ressurgência.

Figura 39 - Variação na abundância (%) do foraminífero planctônico *Globigerina bulloides* no testemunho GL1090 ao longo dos últimos 180 mil anos



Modificado de: LESSA et al., 2016.

Outros fatores devem ser considerados para justificar o aumento da produtividade primária, dentre esses fatores, devemos ressaltar o aumento na disponibilidade do ferro que poderia estar relacionado ao aporte atmosférico, como

também pelo aumento na disponibilidade da sílica, promovido pelo aporte de massas d'água mais ricas em silício, como águas de fundo Antárticas.

As diatomáceas (algas unicelulares) são parte importante na produtividade primária marinha. Atualmente no Atlântico equatorial a biomassa de diatomáceas é limitada pela disponibilidade de sílica (nutriente limitante para a construção das frústulas) (GRIFITHS et al., 2013).

O testemunho GL1090 apresenta valores maiores de sílica no início do período glacial, diminuindo gradativamente até alcançar seus menores valores no Holoceno (MIS 1) (Figura 32). A maior disponibilidade desse nutriente estimularia a produção primária beneficiando diretamente a comunidade bentônica. Segundo Griffiths et al. (2013), durante o MIS 4, existem evidências de que a AIA tenha contribuído com grandes quantidades de sílica no Atlântico Sul sustentando a hipótese do aumento da produção primária especificamente pela comunidade de diatomáceas. Além disso, os teores de ferro observados no testemunho GL1090 (Figura 32) apresentaram também um comportamento semelhante ao observado para a sílica. Nesse sentido, segundo Martin (1990), no UMG a quantidade de ferro disponível na atmosfera seria 50 vezes maior do que observado atualmente o que seria suficiente para estimular a fotossíntese marinha.

Acoplado ao ferro e a sílica, os valores de fluxo de carbono orgânico total (COT) do GL1090 (Figura 32) também seguiram o mesmo padrão corroborando as evidências de aumento da produtividade primária na região durante o glacial (MIS 2, 3 e 4). Nesse sentido, o aumento no teor de carbono orgânico sedimentar encontrado no testemunho GL1090 ao longo do período glacial poderia ser o responsável por estimular a atividade bentônica, que por sua vez poderia ter favorecido a dissolução das testas de foraminíferos e consequente a redução da espessura das testas.

Santos et al. (2017), registraram no testemunho GL1090 um aumento nas concentrações do isótopo $\delta^{13}\text{C}$ no final do MIS 4 através de testas de foraminíferos bentônicos (Figura 32). Os isótopos de carbono são fracionados por diversos processos naturais incluindo a fotossíntese e as reações de troca de isótopos entre compostos de carbono. As reações de troca de isótopos entre o CO_2 e o carbonato em solução aquosa tendem a enriquecer os carbonatos em ^{13}C (FAURE, 1986). Mudanças na produtividade primária ou na oxidação da matéria orgânica afetam os

valores da razão $\delta^{13}\text{C}$ nos oceanos, sendo a produtividade primária controlada pelo aporte de nutrientes, o aumento no $\delta^{13}\text{C}$ indica um aumento na produtividade primária (WEFER et al., 1999; SCHOLLE; ARTHUR, 1980).

Portanto, como observado na Figura 32, o aumento do $\delta^{13}\text{C}$ entre os MIS 4 e 3 no testemunho GL1090 representa evidências de uma produtividade primária mais eficiente durante esse período. Esses resultados corroboram com os valores de COT, também registrados no testemunho GL1090, que apresentam um maior fluxo de matéria orgânica para o sedimento durante o período glacial. A comunidade bentônica por sua vez degradaria essa matéria orgânica, liberando CO_2 e promovendo a dissolução na camada superficial do sedimento.

Outra possibilidade para o aumento do teor de carbono orgânico no sedimento estaria associada a entrada de sedimentos terrígenos nos oceanos através de aporte fluvial. Durante períodos glaciais, a redução no nível do mar expôs a plataforma continental possibilitando que os rios alcancem maiores distâncias despejando seu conteúdo próximo ao talude. Sedimentos terrígenos carregam consigo grandes quantidades de matéria orgânica, o que mais uma vez beneficiaria a atividade bentônica no local onde são depositados (VOLAT; PASTOURET; VERGNAUD-GRAZZINI, 1980).

O mesmo comportamento de dissolução registrada durante o MIS 4 no testemunho GL1090 também é mencionado por Peterson e Prell (1985) que publicaram um estudo utilizando topos de testemunho coletados no Oceano Índico (entre as latitudes 2°N e 15°S). Os autores consideraram diversos *proxies* de dissolução (carbonato *bulk*, abundância de foraminíferos planctônicos e bentônicos e percentual de radiolários), e relatam evidências de dissolução acima da lisoclina, atribuindo esse fato principalmente a oxidação da matéria orgânica no sedimento pela comunidade bentônica.

A dissolução gerada pela oxidação da matéria orgânica pela comunidade bentônica também foi relatada por Villiers (2005), através de um trabalho publicado utilizando topos de testemunho coletados no Oceano Atlântico (entre as latitudes de $34,8^\circ$ e 35°N). O autor aferiu o peso das testas de duas espécies de foraminíferos planctônicos (*G. sacculifer* e *G. ruber*) e assim como Peterson e Prell (1985), atribuiu

a dissolução registrada nas testas ao aumento do fluxo de matéria orgânica no sedimento que é decomposta pela atividade bentônica.

O que difere os resultados de Villiers (2005); Peterson e Prell (1985) dos encontrados no presente estudo, é que ambos relatam a dissolução no Atlântico Norte e no Índico durante o atual período interglacial, corroborando com os estudos mencionados no início desse capítulo (BARKER; ELDERFIELD, 2002; BARKER; KIEFER; ELDERFIELD, 2004; BROECKER; CLARK, 2004; GONZALEZ-MORA; SIERRO; FLORES, 2008). Porém os dois estudos confirmam que a decomposição de matéria orgânica pela comunidade bentônica possui um alto potencial de dissolução para as testas recém depositadas no sedimento, sendo possível atribuir a dissolução encontrada no testemunho GL1090 a esse fator.

Vários autores enfatizam que a dissolução das testas, quando as mesmas estão depositadas no sedimento, pode ser ocasionada pela influência de águas de fundo Antárticas que são mais corrosivas (DITBERT; HENRICH, 2000; BERGER, 1968; GOTTSCHALK et al., 2015). Assim, quando as águas intermediárias e de fundo Antárticas se formam são continuamente enriquecidas com CO₂ proveniente da atividade bentônica e oxidação de material orgânico, a qual juntamente com a baixa temperatura e alta pressão tornam-se muito corrosivas (VOLAT; PASTOURET; VERGNAUD-GRAZZINI, 1980; WANG; HUANG; LI, 2015).

A temperatura e salinidade controlam a densidade das massas d'água nos oceanos assim, processos de congelamento ou derretimento da água doce nas geleiras são responsáveis por alterar a densidade dessas massas. Esses processos definem a circulação das massas d'água conhecida como Circulação Termohalina Global (CTG) (STEWART, 2007).

Atualmente, as águas quentes e salinas do Atlântico que se originam no equador fluem em direção norte transportando calor. Quando essas massas d'água atingem regiões muito frias do Hemisfério Norte perdem calor e submergem. Essa massa d'água fria formada nas altas latitudes do Atlântico Norte é conhecida como APAN. A APAN desloca-se para sul, e a partir de 30°S se une a Corrente Circumpolar Antártica (CCA) e logo em seguida com a AFA. Essa nova massa d'água se espalha para os oceanos Índico e Pacífico sofrendo um constante aquecimento ao longo do tempo até retornar a superfície em forma de ressurgência (BROECKER, 1991).

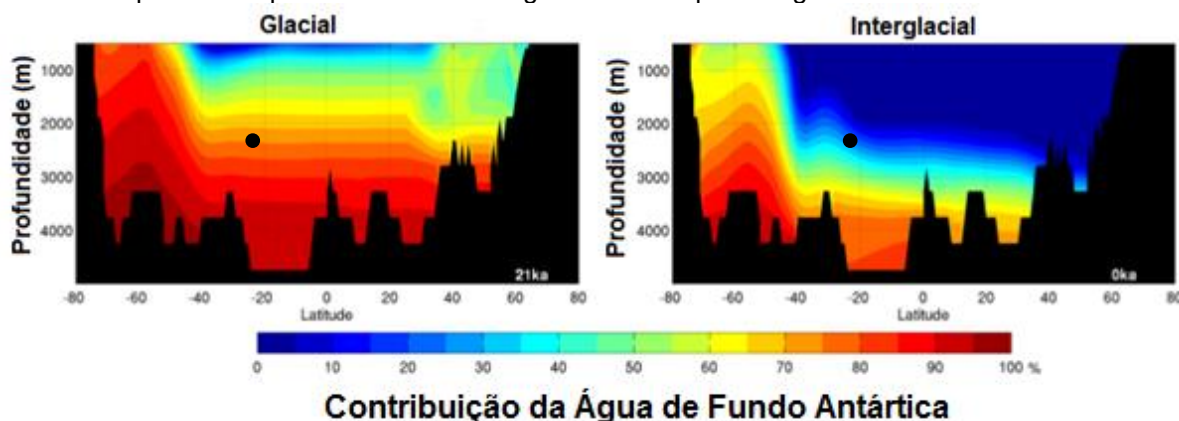
Os eventos estadiais e interestadiais que ocorreram no passado foram resultantes de mudanças na CTG. Essas mudanças refletem-se em eventos denominados *Dansgaard-Oeschger* (cerca de 23 fases quentes que ocorreram durante e no final da última glaciação) e *Heinrich* (fases frias que ocorreram quando enormes icebergs se deslocavam no Atlântico Norte) (BOND et al., 1997; BOND; LOTTI, 1995).

Apesar de terem seu início no Atlântico Norte essas alterações climáticas obtiveram impactos globais, sendo registradas inclusive no Atlântico Sul (LOWELL et al., 1995). Porém, a completa interrupção da CTG é pouco provável, pois se ocorresse levaria a um clima mais frio no Hemisfério Norte, mas não a um novo período glacial devido as grandes concentrações de CO₂ na atmosfera uma vez que a dissolução do CO₂ nos oceanos seria prejudicada (WEAVER; HILAIRE-MARCEL, 2004).

Durante o UMG, uma fração significativa de água doce proveniente das geleiras foi introduzida no Atlântico Norte. Esse processo teria produzido uma considerável alteração na salinidade média daquela porção dos oceanos. Com o resfriamento das águas profundas do Atlântico Norte durante esse período ocorreu uma redução no derretimento das geleiras e conseqüentemente, um menor aporte de água doce nos oceanos. O aumento da salinidade teria acarretado uma mudança na circulação quando comparada com a circulação atual.

Essa variação na CTG durante o UMG teria acarretado alterações na produção da APAN bem como seu deslocamento da região de formação para sul, ocasionando a formação de uma nova massa d'água menos densa chamada de Água Glacial Intermediária do Atlântico Norte (AGIAN). Pela AGIAN ser menos densa que a APAN massas d'água subjacentes teriam se expandido verticalmente (Figura 40) (FRENZ; HENRICH, 2007).

Figura 40: Modelagem executada com o intuito de observar a variação da contribuição (%) da Água de Fundo Antártica no Oceano Atlântico durante os últimos períodos glacial e interglacial. Observa-se uma possível expansão da massa d'água durante o período glacial até a área de estudo



Modificado de: MARSON, 2015.

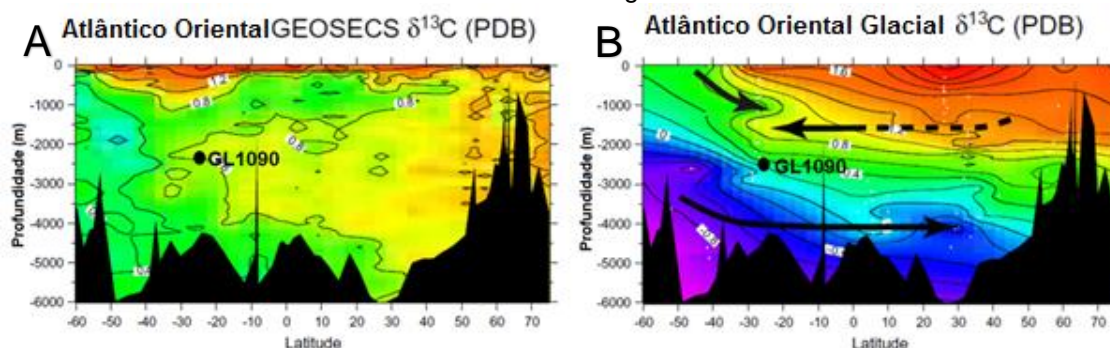
A saturação de íons carbonato, temperatura, pH e pressão de uma massa d'água são os fatores que determinam se essa massa d'água tem capacidade de dissolver ou preservar os carbonatos. Segundo Petró, Pivel e Coimbra (2016) e Dittert et al. (1999) no Atlântico Sul o aporte de águas Antárticas subsaturadas se intensifica em períodos glaciais decorrente da redução na profundidade da AFA que é mais corrosiva.

Em 2003, Broecker e Clark, comparando testemunhos coletados no Atlântico Equatorial Oeste (entre as latitudes de 5.6° e 4°N) que abrangeram o período de transição entre o último interglacial para o último glacial, obtiveram resultados que indicam que nessa área durante esses períodos ocorre uma invasão de massas d'água, que possuem baixas concentrações de íons carbonato acarretando a dissolução das testas que estavam depositadas no sedimento nesses períodos.

Em trabalho publicado por Curry e Oppo (2005), utilizando testemunhos coletados na margem sul brasileira existem evidências de uma mudança nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ registrados em testas de foraminíferos bentônicos. Essa mudança, segundo os autores, seria resultado da mudança na geometria das massas d'água durante o período glacial. Nesse período seriam observadas 3 massas d'água distintas: a primeira mais rasa (até 1000 m de profundidade) proveniente do Sul, uma intermediária (até 1500 m de profundidade) proveniente do Norte e por fim uma mais profunda (abaixo de 2000 m de profundidade), proveniente de Sul. Portanto, o testemunho GL1090, durante o último glacial estaria em contato com essa nova

massa d'água mais fria proveniente de Sul e não como de costume atualmente, em contato com a APAN (Figura 41).

Figura 41 - A: Distribuição do $\delta^{13}\text{C}$ no Atlântico Oriental atual. B: Distribuição do $\delta^{13}\text{C}$ no Atlântico Oriental durante o último período glacial. O gradiente de cores representa diferenças nas massas d'água. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos através de testas de foraminíferos planctônicos em diversas amostras coletadas ao longo do oceano Atlântico



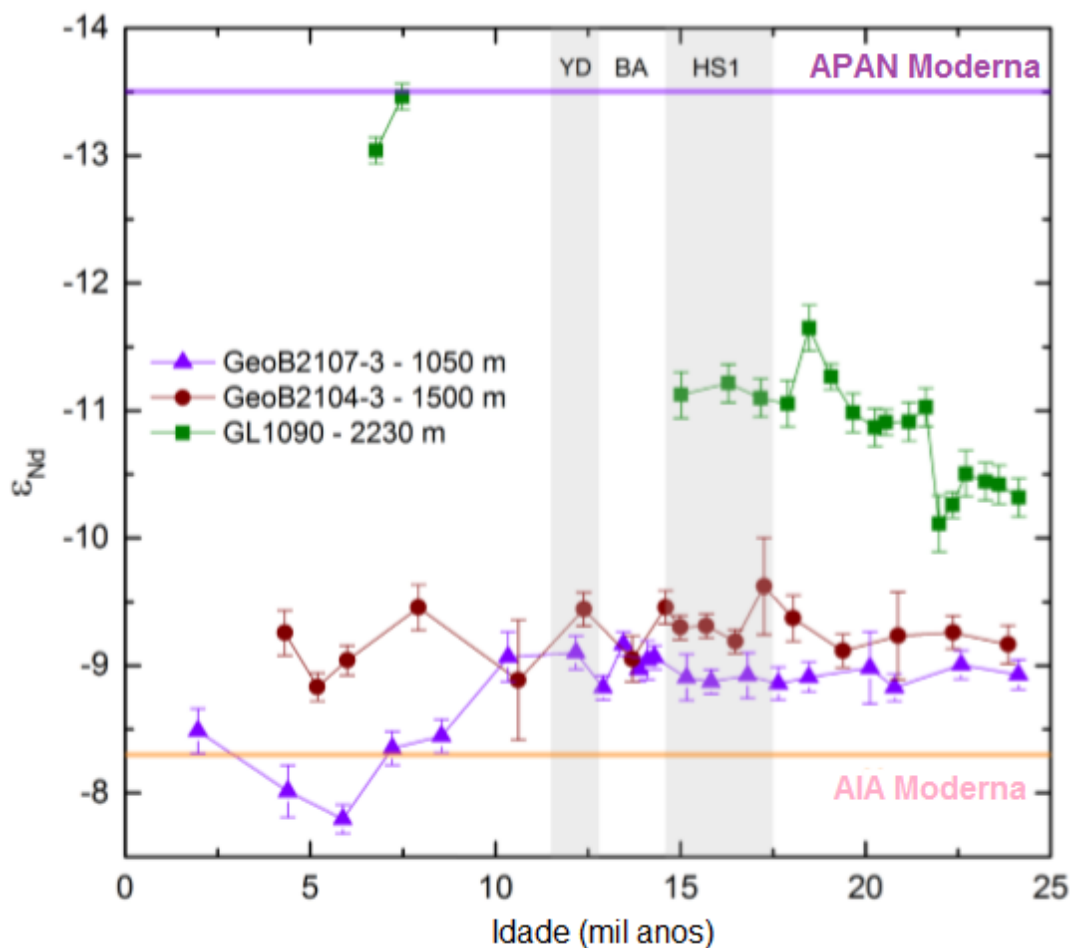
Modificado de: CURRY e OPPO, 2005.

Considerando os trabalhos mencionados de Broecker e Clark (2003); Curry e Oppo (2005), a dissolução encontrada do testemunho GL1090 durante o período glacial teria potencial para ser resultante da mudança na geometria das massas d'água e consequente contato da AFA com o sedimento da área de estudo. Porém, Howe (2015) buscando compreender as mudanças na geometria das massas d'água no Atlântico aplicou o uso de isótopos de Neodímio* em 10 testemunhos distribuídos no Atlântico. O autor concluiu que entre as profundidades de 1050 e 2230 m não ocorreu a expansão das massas d'água Antárticas de fundo em decorrência da alteração na produção da APAN (Figura 42).

Especificamente para o testemunho GL1090, Howe (2015) concluiu que por não encontrar nenhuma variação isotópica intensa do neodímio no UMG, não ocorreram mudanças significativas nas proporções de mistura das massas d'água durante esses períodos e, portanto, a AFA não teria se deslocado ao ponto de entrar em contato com o sedimento da área de estudo causando a dissolução das testas que se depositaram até 25 mil anos atrás.

* *proxy* utilizado para traçar a presença de massas d'água

Figura 42 - Registros de isótopo de neodímio durante a deglaciação obtidos em testas de foraminíferos coletadas em testemunhos ao longo do oceano Atlântico. Testemunho GL1090 em verde, GeoB2104-3 em vermelho e GeoB2107-3 em roxo



Modificado de: HOWE, 2015.

Assim, provavelmente os resultados encontrados por Curry e Oppo (2005), estão relacionados com o aumento da produtividade primária no Atlântico Sul durante os glaciais, como mencionado anteriormente por Santos et al. (2017).

9 CONCLUSÕES

O testemunho GL1090, apresentou um comportamento distinto do normalmente registrado em estudos no Atlântico Norte (para os últimos 70 mil anos), onde os menores valores de SNW foram registrados durante o início do período glacial.

Dentre as causas que justificariam a dissolução encontrada no início do período glacial no testemunho GL1090, a hipótese da mudança na profundidade da lisoclina foi descartada, uma vez que a mesma ainda ficaria 800 m mais profunda do que a área de estudo.

A maior dissolução do $p\text{CO}_2$ na superfície dos oceanos, combinado com o aumento na descarga de nutrientes limitantes (Fe e Si), teriam estimulado a produtividade primária na região. Apesar de essa combinação promover a produção de íons carbonato, também teria aumentando o aporte de matéria orgânica para o fundo. O elevado fluxo de COT registrado no testemunho GL1090 durante o período glacial, teria beneficiado a comunidade bentônica, que através da respiração, teria liberado CO_2 para a camada logo acima do sedimento, tornando-a mais ácida e corrosiva as testas recém depositadas.

A mudança na geometria das massas d'água, a ponto de promover a AFA (massa d'água mais corrosiva aos carbonatos) a profundidades menores, também foi descartada nos últimos 25 mil anos, uma vez que os dados de isótopos de neodímio obtidos em um estudo anterior no testemunho não apresentaram grandes variações, indicando que não houve uma substituição da APAN pela AFA no contato com o sedimento da área de estudo. Porém, estudos de modelagem produzidos para o oceano Atlântico mostram uma contribuição considerável da AFA na área de estudo do testemunho do GL1090. Além disso, no testemunho GL1090 foi registrada uma variação considerável no $\delta^{13}\text{C}$ durante o início do período glacial, o que pode indicar uma mudança na geometria das massas d'água na região durante esse período.

O presente estudo possibilitou o maior entendimento da preservação das testas de foraminíferos planctônicos no Sudoeste do Atlântico, que é uma área extremamente carente de estudos sobre o assunto abordado. Pela falta de resultados publicados para essa área, não foi possível comparar os dados com outras

metodologias que visam quantificar a dissolução das testas, o que seria extremamente interessante.

10 REFERÊNCIAS

ALDRIDGE, D.; BEER, C. J.; PURDIE, D. A. Calcification in the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* linked to phosphate concentrations in surface waters of the North Atlantic Ocean. **Biogeosciences**, Munich, v. 9, p. 1725–1739, 2012.

BARKER, S.; ELDERFIELD, H. Foraminiferal Calcification Response to Glacial-Interglacial Changes in Atmospheric CO₂. **Science**, Washington, v. 297, p. 833-836, 2002.

BARKER, S.; KIEFER, T.; ELDERFIELD, H. Temporal changes in North Atlantic circulation constrained by planktonic foraminiferal shell weights. **Paleoceanography**, Washington, v. 19, p. 1-15, 2004.

BAZIN, L. et al. An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120-800 ka. **Climate of the Past**, Munich, v. 9, p. 1715-1731, 2013.

BÉ, A. W. H.; TOLDERLUND, D. S. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans. In: FUNNELL, B. M.; RIEDEL, W. R. **The micropalaeontology of oceans**. London: Cambridge University Press, 1971. p. 105-149.

BEER, C. J.; SCHIEBEL, R.; WILSON, P. A. Technical Note: On methodologies for determining the size-normalised weight of planktic foraminifera. **Biogeosciences**, Munich, v. 7, p. 2193-2198, 2010.

BERGER, W. H. Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. **Marine Geology**, Amsterdam v. 8, p. 111-138, 1968.

BIJMA, J.; HONISCH, B.; ZEEBE, R. E. Impact of the ocean carbonate chemistry on living foraminiferal shell weight: Comment on “Carbonate ion concentration in glacial-age deep waters of the Caribbean Sea” by W. S. Broecker and E. Clark. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, Washington, v. 3, n. 11, p. 1-7, 2002.

BLAAUW, M.; CHRISTEN, J. A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. **Bayesian Analysis**, v. 6, p. 457-474, 2011.

BOND, G. C.; LOTTI, R. Iceberg Discharges Into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. **Science**, Washington, v. 267, p. 1005-1010, 1995.

BOND, G. et al. A pervasive Millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. **Science**, Washington, v. 278, p. 1257-1266, 1997.

BRATHAUER, U.; ABELMANN, A. Late Quaternary variations in sea surface temperatures and their relationship to orbital forcing recorded in the Southern Ocean (Atlantic sector). **Paleoceanography**, Washington, v. 14, p. 135-148, 1999.

BROECKER, W. The Great Ocean Conveyor. **Oceanography**, Rockville, v.4, p. 79-89, 1991.

BROECKER, W.; CLARK, E. An evaluation of Lohmann's foraminifera weight dissolution index. **Paleoceanography**, Washington, v. 16, p. 531-534, 2001a.

BROECKER, W.; CLARK, E. Glacial-to-Holocene redistribution of carbonate ion in the deep sea. **Science Reports**, Washington, v. 294, p. 2152-2155, 2001b.

BROECKER, W. S.; CLARK, E. Carbonate ion concentration in glacial-age deep waters of the Caribbean Sea. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, Washington, v. 3, p. 1-14, 2002.

BROECKER, W. S.; CLARK, E. Glacial-age deep sea carbonate ion concentrations. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, Washington, v.4, p. 1-8, 2003.

BROECKER, W. S.; CLARK, E. Shell weights from the South Atlantic. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, Washington, v. 5, p. 1-5, 2004.

CURRY W. B.; OPPO, D. W. Glacial water mass geometry and the distribution of $D^{13}C$ of CO_2 in the western Atlantic Ocean. **Paleoceanography**, Washington, v. 20, p. 1-12, 2005.

DAMUTH, J. E.; HAYES, D. E. Echo character of East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 24, p. 73-95, 1977.

DITBERT, N. et al. Carbonate Dissolution in the Deep-Sea: Methods, Quantification and Paleoceanographic Application. In: FISCHER, G.; GEROLD, W. **Use of Proxies in Paleoceanography**. Berlin: Springer-Verlag, 1999. p. 255-284.

ELLIOT, M.; LABEYRIE, L.; DUPLESSY, J.-C. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard–Oeschger temperature oscillations (60–10 ka). **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 21, p. 1153–1165, 2002.

EWEN, T.; WEAVER, A.; EBY, M. Sensitivity of the inorganic ocean carbon cycle to future climate warming in the Uvic coupled model. **Atmosphere-Ocean**, Ottawa, v. 42, p. 23-42, 2004.

FAURE, G. **Principles of Isotope Geology**. 2nd ed. New York: John Willey, 1986. 589 p.

FERNANDES, B. B. **Variações do conteúdo de carbonato em estudos paleocenográficos: um exemplo da Bacia de Campos**. São Paulo. 2014. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014. 79 f.

FRENZ, M.; HENRICH, R. Carbonate dissolution revealed by silt grain-size distribution: comparison of Holocene and Last Glacial Maximum sediments from the pelagic South Atlantic. **Sedimentology**, Oxford, n. 54, p. 391–404, 2007.

GATTUSO, J.P. et al. Effect of Calcium Carbonate Saturation of Seawater on Coral Calcification. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v. 18, p. 37-46, 1998.

GONÇALVES, J. D. F.; LEONHARDT, A. Contribution of the coccolithophores to the input of calcium carbonate during the Last Glacial Maximum on the Southern Brazilian Continental Margin. **Quaternary and Environmental Geosciences**, Washington, v. 7, p. 1-5, 2016.

GONZALEZ-MORA, B.; SIERRO, F. J.; FLORES, J. A. Controls of shell calcification in planktonic foraminifers. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 27, p. 956–961, 2008.

GOTTSCHALK, J. et al. Abrupt changes in the southern extent of North Atlantic Deep Water during Dansgaard–Oeschger events. **Nature Geoscience**, v. 8, p. 950-955, 2015.

GOVIN, A. et al. Terrigenous input off northern South America driven by changes in Amazonian climate and the North Brazil Current retroflexion during the last 250 ka. **Clim. Part**, v. 10, p. 843-862, 2014.

GRIFITHS, J. D. et al. Evidence of silicic acid leakage to the tropical Atlantic via Antarctic Intermediate Water during Marine Isotope Stage 4. **Paleoceanography**, Washington, v. 28, p. 307–318, 2013.

GUINOTTE, M.; FABRY, J. Ocean Acidification and Its Potential Effects on Marine Ecosystems. **Annals of the New York Academy of Sciences**, New York v. 1134, p. 320-342, 2008.

GUPTA, B. K. S. **Modern Foraminifera**. Great Britain: Kluwer Academic Publishers, 1999. 371 p.

HANSEN, J. et al. Earth's Energy Imbalance: Confirmation and Implications. **Science**, Washington, v. 308, p. 1431-1435, 2005.

HOWE, J. N. W. **Investigating Atlantic Meridional Overturning Circulation in the Quaternary using Neodymium Isotopes**. Cambridge, 2015. Tese (Doutorado em Filosofia) - Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Cambridge, Cambridge, 2015.

KIMOTO, K. et al. Carbonate dissolution and planktonic foraminiferal assemblages observed in three piston cores collected above the lysocline in the western equatorial Pacific. **Marine Micropaleontology**, Amsterdam, v. 47, p. 277-251, 2003.

KLEYPAS, J.; LANGDON, C. Overview of CO₂-induced Changes in Seawater Chemistry. **Coral Reef Symp**, v. 2, p. 1085-1089, 2002.

KOHFELD, K. E. et al. Role of Marine Biology in Glacial-Interglacial CO₂ Cycles. **Science**, Washington, v. 308, p. 74-78, 2005.

KUKLA, G.; GAVIN, J. Milankovitch climate reinforcements. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v. 40, p. 27–48, 2004.

LESSA, D. V. et al. Holocene oscillations of Southwest Atlantic shelf circulation based on planktonic foraminifera from an upwelling system (off Cabo Frio, Southeastern Brazil). **The Holocene**, London, v. 26, p. 1-13, 2016.

LISIECKI, L. E.; RAYMO, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic D¹⁸O records. **Paleoceanography**, Washington, v. 20, p. 1-17, 2005.

LOHMANN, G. P. A model for variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution. **Paleoceanography**, Washington, v. 1, p. 445-457, 1995.

LOPES, R. M. et al. Zooplankton and ichthyoplankton distribution on the southern Brazilian shelf: an overview. **Scientia Marina**, Barcelona, v. 70, p. 189-202, 2006.

LOWELL, T. et al. Interhemispheric correlation of late Pleistocene glacial events. **Science**, Washington, v. 269, p. 1541-1549, 1995.

MARSON, J. M. **Meltwater impacts on the ocean circulation since the Last Glacial Maximum**. São Paulo, 2015. Tese (Doutorado de Filosofia em Ciências) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015. 120 f.

MARTIN, J. H. Glacial-interglacial CO₂ change: the iron hypothesis. **Paleoceanography**, Washington, v. 5, p. 1-13, 1990.

MELGUEN, M.; THIEDE, J. Facies distribution and dissolution depths of surface sediment components from the Vema channel and the Rio Grande Rise (Southwest Atlantic Ocean). **Marine Geology**, Amsterdam, v. 17, p. 341-353, 1974.

MEWES, A. et al. Impact of seawater [Ca²⁺] on the calcification and calcite Mg/Ca of *Ammonia lessonae*. **Biogeosciences**, Munich, v. 12, p. 2153-2162, 2015.

MILES, H. et al. Effects of anthropogenic seawater acidification on acid–base balance in the sea urchin *Psammechinus miliaris*. **Marine Pollution Bulletin**, Oxford, v. 54, p. 89–96, 2007.

MORSE, J. W. Initial responses of carbonate-rich shelf sediments to rising atmospheric pCO₂ and “ocean acidification”: Role of high Mg-calcites. **Geochimica et Cosmochimica**, London, v. 70, p. 5814–5830, 2006.

MOY, A. D. et al. Reduced calcification in modern Southern Ocean planktonic foraminifera. **Nature Geoscience**, v. 2, p. 276-280, 2009.

NAIK, S. S. et al. Relationship between weights of planktonic foraminifer shell and surface water CO₃ concentration during the Holocene and Last Glacial Period. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 275, p. 278-282, 2010.

ORR, C. et al. Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. **Nature**, London, v. 437, p. 681-686, 2005.

PAILLARD, D.; LABEYRIE, L.; YIOU, P. Macintosh Program performs time-series analysis. **Transactions American Geophysical Union**, Washington, v. 77, p. 379, 1996.

PALIKE, H. et al. A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth. **Nature**, London, v. 488, p. 609-615, 2012.

PETERSON, L. C.; PRELL, W. L. Carbonate dissolution in recent sediments of the eastern equatorial Indian Ocean: preservation patterns and carbonate loss above the lysocline. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 64, p. 259-290, 1985.

PETERSON, R. G. P.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, Oxford, v. 26, p. 1-73, 1991.

PETIT, R. et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. **Nature**, London, v. 399, p. 429-436, 1999.

PETRÓ, S. M.; PIVEL, M. A. G.; COIMBRA, J. C. Implications of pelagic calcium carbonate dissolution for Quaternary paleoceanographic reconstructions. **Quaternary and Environmental Geosciences**, Curitiba, v. 7, p. 14-25, 2016.

REIMER, P. J. et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. **Radiocarbon**, Tucson, v. 55, p. 1869-1887, 2013.

RILEY, J. P.; CHESTER, R. **Introduction to marine chemistry**. Academic Pr., England, 1971, p. 465.

SABINE, C. L. et al. The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂. **Science**, Washington, v. 305, p. 367-371, 2004.

SANTOS, T. P. et al. Warm glaciation and early warming of subtropical western South Atlantic modulated by meridional overturning circulation and orbital forcing. **Earth Surface Processes and Landforms**, Medford. No prelo.

SCHIEBEL, R. et al. Planktic foraminiferal dissolution in the twilight zone. **Deep-Sea Research**, v. 54, p. 676–686, 2007.

SCHOLLE, P. A.; ARTHUR, M. A. Carbon isotope fluctuations in cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. **Amerian Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 64, p. 67-87, 1980.

SHACKLETON, N. J. et al. Phase relationships between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago. **Paleoceanography**, Washington, v. 15, p. 565-569, 2000.

SILVEIRA, I. C. A. et al. The Brazil Current off the Eastern Brazilian Coast. **Revista Brasileira de Oceanografia**, São Paulo, v. 48, p. 171-183, 2000.

STEWART, R. H. **Introduction to Physical Oceanography**. [S. I.] Texas A&M University, 2007. 353p.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 104, p. 863-883, 1999.

TOMAZELLA, M. O. **Estimativas do teor de carbonato de cálcio em diferentes frações granulométricas nos últimos 147 mil anos em um testemunho da Bacia de Santos**. São Paulo, 2016. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Oceanografia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

VENANCIO, I. M. et al. Calcification depths of planktonic foraminifera from the southwestern Atlantic derived from oxygen isotope analyses of a four-year sediment trap series. **Paleoceanography**, Washington, No prelo.

VERES, D. et al. The Antarctic ice core chronology (AICC2012): An optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years. **Climate of the Past**, Munich, v. 9, p. 1733-1748, 2013.

VILLIERS, S. D. A 425 kyr record of foraminiferal shell weight variability in the western equatorial Pacific. **Paleoceanography**, Washington, v. 18, p. 1-10, 2003.

VILLIERS, S. Optimum growth conditions as opposed to calcite saturation as a control on the calcification rate and shell-weight of marine foraminifera. **Marine Biology**, Berlin, v. 144, p. 45–49, 2004.

VILLIERS, S. Foraminiferal shell-weight evidence for sedimentary calcite dissolution above the lysocline. **Deep-Sea Reserach**, v. 52, p. 671-680, 2005.

VOLAT, J. L.; PASTOURET, L.; VERGNAUD-GRAZZINI, C. Dissolution And Carbonate Fluctuations In Pleistocene Deep-Sea Cores: A Review. **Marine Geology**, Amsterdam, v.34, n. 12, p. 1-28 , 1980.

VOLK, T.; HOFFERT, M. I. Ocean Carbon Pumps: Analysis Of Relative Strength And Efficiencies In Ocean-Driven Atmospheric CO₂ Chang. **Geophysical Monograph Series**, v. 32, p. 99-110, 1985.

WANG, N.; HUANG, B.-Q.; LI, H. Deep-water carbonate dissolution in the northern South China Sea during Marine Isotope Stage 3. **Journal of Paleooceanography**, p. 1-8, 2015.

WEAVER, A. J.; HILLAIRES-MARCEL, C. Global Warming and the Next Ice Age. **Science**, Washington, v. 304, p. 400-402, 2004.

WEFER, G. et al. **Use of Proxies in Paleooceanography**: Examples from the South Atlantic. Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag, 1999.

ZEEBE, R. E.; WOLF-GLADROW, D. A. **CO₂ in Seawater**: Equilibrium, Kinetics, Isotopes. Amsterdam: Elsevier Oceanography Series, 2001. 346 p.

11 ANEXOS

11.1 TABELA DE RESULTADOS OBTIDOS COM INDIVÍDUOS DA ESPÉCIE *GLOBIGERINOIDES RUBER* (WHITE) COLETADOS NO TESTEMUNHO GL1090

Idade (ka)	Quantidade de Organismos	Peso Unidade (µg)	Espessura (µm)	Tamanho (µm)	SNW (µg/µm)
6,52	30	12,84	10,95	348,28	15,44
6,69	30	15,92	9,52	327,59	11,71
7,09	30	12,13	17,62	337,93	14,77
7,35	30	15,22	15,24	327,59	15,20
7,59	30	13,89	10,95	341,38	14,76
8,39	30	15,79	10,48	341,38	12,92
9,17	30	12,98	18,10	310,34	14,69
11,51	30	15,67	10,95	327,59	13,29
12,41	30	12,95	16,19	362,07	11,40
13,31	30	15,40	11,90	331,03	11,36
14,06	30	10,89	14,29	310,34	11,14
17,30	30	12,16	4,76	268,97	14,36
18,12	30	12,53	6,67	310,34	12,83
18,91	30	14,35	8,57	331,03	13,77
19,22	30	10,72	5,71	306,90	11,09
19,54	30	15,86	11,90	306,90	16,41
20,23	30	14,19	9,52	303,45	14,86
21,14	30	13,27	10,48	317,24	13,28
21,14	30	16,42	9,05	310,34	16,80
21,63	30	12,65	11,43	341,38	11,77
21,96	30	15,62	5,71	317,24	15,64
22,16	30	15,08	9,52	324,14	14,77
22,36	30	16,97	7,62	313,79	17,17
22,73	30	13,41	11,43	331,03	12,86
23,23	30	11,96	10,48	282,76	13,43
23,78	30	12,52	13,33	289,66	13,73
24,25	30	12,82	13,33	293,10	13,89
24,80	30	12,95	12,86	327,59	12,56
25,38	30	11,54	10,00	272,41	13,46
25,77	30	16,65	10,95	289,66	18,26
25,96	30	13,60	9,52	262,07	16,48
26,14	30	15,95	10,48	310,34	16,32
27,09	30	13,00	10,00	300,00	13,76
27,28	30	12,22	14,29	310,34	12,50
27,83	30	13,28	8,57	289,66	14,57
28,81	30	11,05	10,48	296,55	11,83
28,93	30	14,82	6,19	331,03	14,22

29,17	30	13,13	8,10	324,14	12,86
29,28	30	14,88	6,19	327,59	14,43
29,51	30	11,95	8,10	327,59	11,59
29,72	30	15,58	6,67	300,00	16,49
29,83	30	12,34	11,43	324,14	12,09
29,94	30	16,23	6,67	327,59	15,74
30,15	30	12,02	8,57	313,79	12,16
30,45	30	15,57	7,62	324,14	15,26
30,56	30	12,82	10,00	324,14	12,56
30,67	30	16,13	11,90	310,34	16,51
30,89	30	13,39	13,81	331,03	12,84
31,12	30	16,83	11,90	317,24	16,85
31,23	30	14,85	14,29	279,31	16,89
31,34	30	16,12	10,00	348,28	14,70
31,56	30	12,94	10,00	293,10	14,02
31,80	30	13,05	6,19	279,31	14,84
31,93	30	12,99	9,05	317,24	13,00
32,18	30	15,70	5,71	324,14	15,38
32,68	30	13,27	13,81	334,48	12,60
33,44	30	13,61	12,86	313,79	13,77
34,14	30	13,43	13,81	313,79	13,59
34,70	30	14,79	6,19	296,55	15,84
34,98	30	11,54	8,10	306,90	11,95
35,26	30	13,76	11,43	296,55	14,74
35,76	30	13,11	13,33	313,79	13,27
36,01	30	14,37	10,00	331,03	13,79
36,54	30	12,13	12,86	324,14	11,89
37,09	30	14,70	9,05	331,03	14,11
37,34	30	14,44	9,05	327,59	14,00
37,56	30	13,16	7,14	327,59	12,76
38,02	30	13,14	9,52	303,45	13,76
38,49	30	15,46	9,05	327,59	14,99
38,71	30	12,97	6,67	337,93	12,19
38,92	30	16,52	7,14	331,03	15,85
39,38	30	13,43	10,95	293,10	14,55
39,83	30	15,26	12,38	293,10	16,53
40,05	30	12,94	12,38	334,48	12,29
40,28	30	13,77	10,48	327,59	13,35
40,64	30	14,26	10,95	341,38	13,26
40,87	30	13,56	11,90	306,90	14,03
41,31	30	14,79	7,62	293,10	16,03
41,76	30	14,27	8,57	334,48	13,55
41,90	30	13,16	9,05	327,59	12,76
42,03	30	12,99	7,62	324,14	12,73
42,28	30	12,87	9,05	331,03	12,35
42,53	30	14,00	11,90	341,38	13,02

42,65	30	13,24	13,81	306,90	13,71
42,77	30	16,22	11,90	341,38	15,09
43,02	30	12,61	12,38	331,03	12,10
43,21	30	17,11	6,19	324,14	16,76
43,34	30	13,35	6,67	334,48	12,67
43,46	30	17,17	7,14	310,34	17,57
43,71	30	12,34	13,81	331,03	11,84
43,97	30	17,39	11,43	296,55	18,63
44,10	30	12,50	12,38	310,34	12,79
44,23	30	16,38	12,38	313,79	16,58
44,48	30	14,18	11,43	296,55	15,18
44,73	30	15,98	11,90	334,48	15,18
44,86	30	13,75	10,95	341,38	12,79
45,25	30	13,79	8,57	296,55	14,77
45,50	30	16,53	12,38	296,55	17,70
45,62	30	12,90	11,43	334,48	12,25
45,76	30	15,48	10,48	337,93	14,55
46,02	30	16,84	7,62	334,48	15,99
46,40	30	15,01	7,62	313,79	15,20
46,90	30	11,90	6,67	341,38	11,07
47,15	30	10,32	8,57	324,14	10,11
47,40	30	12,22	9,05	313,79	12,37
48,97	30	12,34	13,33	324,14	12,09
49,10	30	15,24	13,33	296,55	16,32
49,35	30	15,59	6,19	331,03	14,96
49,48	30	17,36	10,00	327,59	16,83
49,61	30	13,94	10,48	327,59	13,52
49,98	30	16,15	10,00	337,93	15,18
50,11	30	14,18	10,00	331,03	13,61
50,24	30	15,97	12,38	334,48	15,16
50,49	30	15,11	14,29	327,59	14,65
50,61	30	16,17	13,33	327,59	15,68
50,73	30	15,84	15,24	327,59	15,35
50,98	30	15,18	10,48	331,03	14,56
51,24	30	14,76	13,33	313,79	14,94
51,48	30	10,46	6,19	337,93	9,83
51,60	30	13,79	10,48	334,48	13,10
51,72	30	16,57	9,52	331,03	15,90
51,84	30	13,29	11,43	327,59	12,89
52,08	30	13,17	11,43	334,48	12,51
52,38	30	13,29	11,90	337,93	12,49
52,50	30	15,83	9,05	337,93	14,88
52,74	30	13,79	11,43	313,79	13,96
52,87	30	15,51	8,57	327,59	15,03
52,99	30	13,77	8,57	275,86	15,86
53,23	30	12,90	11,43	320,69	12,77

53,46	30	14,19	11,43	331,03	13,62
53,57	30	13,58	9,52	327,59	13,17
53,69	30	14,98	11,90	334,48	14,22
53,93	30	15,33	4,29	331,03	14,71
54,17	30	11,73	8,57	337,93	11,02
54,29	30	16,54	11,90	337,93	15,54
54,41	30	11,86	12,38	327,59	11,50
54,65	30	14,85	11,43	331,03	14,25
54,89	30	13,36	11,43	331,03	12,82
55,01	30	16,83	13,81	341,38	15,66
55,13	30	14,47	12,38	337,93	13,60
55,38	30	15,70	10,95	296,55	16,82
55,81	30	14,27	11,90	320,69	14,13
56,04	30	14,23	4,29	334,48	13,51
56,29	30	12,19	11,43	331,03	11,70
56,51	30	13,99	11,43	324,14	13,71
56,64	30	11,54	10,95	327,59	11,19
56,73	30	10,39	10,95	286,21	11,53
57,16	30	10,65	10,95	300,00	11,28
57,26	30	10,75	7,62	320,69	10,65
57,92	30	11,74	11,43	331,03	11,27
58,48	30	11,34	13,33	289,66	12,43
59,01	30	10,53	12,38	310,34	10,78
59,56	10	11,40	13,33	258,62	14,00
60,07	10	11,04	9,05	300,00	11,69
60,62	10	10,56	12,86	327,59	10,24
61,21	10	8,74	7,62	289,66	9,58
61,76	10	12,72	11,43	289,66	13,95
62,28	10	11,63	7,62	320,69	11,52
62,78	30	10,09	8,57	258,62	12,39
63,23	10	12,75	13,33	331,03	12,23
63,74	30	10,56	4,76	310,34	10,81
64,17	10	11,37	5,24	327,59	11,02
64,73	10	10,82	10,48	272,41	12,62
65,24	30	12,15	13,81	275,86	13,99
65,77	30	10,98	11,43	300,00	11,62
66,30	30	10,10	13,33	310,34	10,34
66,82	10	9,55	13,81	296,55	10,23
67,32	30	10,60	6,67	327,59	10,28
67,89	10	11,14	7,62	303,45	11,66
68,40	10	13,47	7,62	317,24	13,49
68,91	10	10,54	8,10	310,34	10,79

11.2 TABELA DE RESULTADOS OBTIDOS COM INDIVÍDUOS DA ESPÉCIE
GLOBIGERINOIDES SACCULIFER (SEM SACO) COLETADOS NO TESTEMUNHO
 GL1090

Idade (ka)	Quantidade de Organismos	Peso Unidade (µg)	Espessura (µm)	Tamanho (µm)	SNW (µg/µm)
6,52	10	38,87	26,19	686,54	44,51
7,59	10	40,63	19,05	473,08	41,83
11,51	10	44,24	25,24	548,08	29,34
14,06	10	34,63	21,43	536,54	33,45
17,30	10	44,47	16,67	473,08	48,72
18,91	10	44,13	17,62	496,15	46,10
20,23	10	42,55	16,67	501,92	43,93
21,63	10	53,54	16,67	501,92	55,28
22,36	10	46,26	16,67	496,15	48,32
23,23	10	32,86	19,05	484,62	35,14
24,34	10	38,01	13,81	525,00	37,52
25,38	10	50,31	16,19	536,54	48,60
26,14	10	47,53	15,24	501,92	49,08
27,09	10	47,41	19,05	496,15	49,52
27,83	10	28,59	10,95	513,46	28,86
28,81	10	44,97	13,81	530,77	43,91
29,51	10	48,84	11,90	507,69	49,86
29,94	10	42,64	14,29	490,38	45,06
30,67	10	48,60	12,38	496,15	50,76
31,12	10	44,33	16,19	501,92	45,77
31,56	10	44,65	14,76	553,85	41,78
32,68	10	37,67	12,38	553,85	35,25
33,44	10	43,00	13,33	490,38	45,44
35,26	10	39,20	12,86	519,23	39,13
36,54	10	42,43	13,81	496,15	44,32
38,02	10	40,78	13,33	542,31	38,97
38,92	10	38,34	16,19	513,46	38,70
40,05	10	45,27	17,62	519,23	45,18
41,31	10	46,51	16,19	496,15	48,58
42,03	10	38,53	12,86	542,31	36,82
42,77	10	45,17	14,29	501,92	46,64
43,34	10	41,55	16,19	542,31	39,71
43,97	10	39,80	18,10	530,77	38,86
44,73	10	43,09	17,14	496,15	45,01
45,25	10	42,00	11,90	478,85	45,46
46,02	10	42,25	14,29	542,31	40,38
46,40	10	43,65	14,76	530,77	42,62
47,15	10	35,97	12,38	548,08	34,01

47,40	10	38,45	11,43	530,77	37,54
48,97	10	45,87	9,05	513,46	46,30
49,10	10	46,88	13,81	444,23	54,69
49,61	10	46,54	12,38	496,15	48,61
50,24	10	38,56	12,86	548,08	36,46
50,98	10	53,20	12,86	553,85	49,78
51,60	10	35,96	12,38	496,15	37,56
52,08	10	44,66	13,81	525,00	44,09
52,74	10	40,45	13,33	525,00	39,93
53,23	10	43,58	17,14	530,77	42,55
53,93	10	42,95	13,33	525,00	42,40
54,41	10	36,52	16,19	501,92	37,71
55,13	10	40,34	13,33	542,31	38,55
55,81	10	42,40	10,00	501,92	43,78
56,29	10	43,32	12,38	536,54	41,84

11.3 DADOS DA CORRELAÇÃO DE PEARSON

	SNW X Peso (<i>G. sacculifer</i>)	SNW X Tamanho (<i>G. sacculifer</i>)	SNW X Espessura (<i>G. sacculifer</i>)	SNW X Peso (<i>G. ruber</i>)	SNW X Tamanho (<i>G. ruber</i>)	SNW X Espessura (<i>G. ruber</i>)
Correlação de Pearson	0,9776	-0,1008	0,1240	0,9945	0,2872	0,0023

11.4 TESTE ANOVA PARA A ESPÉCIE *G. RUBER* (WHITE) COM CONFIANÇA DE 0,5

Teste-F: duas amostras para variâncias		
	10 indivíduos	30 indivíduos
Média	0,3224	0,117566667
Variância	0,000525412	0,000279331
Observações	6	6
Gl	5	5
F	1,880967837	
P(F<=f) uni-caudal	0,252401596	
F crítico uni-caudal	5,050329058	

Anova: fator único				
RESUMO				
Grupo	Contagem	Soma	Média	Variância
10 indivíduos	6	1,9344	0,3224	0,000525412
30 indivíduos	6	0,7054	0,117566667	0,000279331

ANOVA						
Fonte da variação	SQ	gl	MQ	F	Valor-P	F crítico
Entre grupos	0,125870083	1	0,125870083	312,8207029	0,000000007	4,964602744
Dentro dos grupos	0,004023713	10	0,000402371			
Total	0,129893797	11				

11.5 TESTE ANOVA PARA A ESPÉCIE *G. SACCULIFER* (SEM SACO) COM CONFIANÇA DE 0,5

Teste-F: duas amostras para variâncias		
	10 indivíduos	30 indivíduos
Média	0,436725	1,278058333
Variância	0,002790607	0,013259643
Observações	12	12
gl	11	11
F	0,210458726	
P(F<=f) uni-caudal	0,007841701	
F crítico uni-caudal	0,35487036	

Anova: fator único				
RESUMO				
Grupo	Contagem	Soma	Média	Variância
10 indivíduos	12	5,2407	0,436725	0,002790607
30 indivíduos	12	15,3367	1,278058333	0,013259643

ANOVA						
Fonte da variação	SQ	gl	MQ	F	Valor-P	F crítico
Entre grupos	4,247050667	1	4,247050667	529,2192491	0,00000000000000007	4,300949502
Dentro dos grupos	0,176552752	22	0,008025125			
Total	4,423603418	23				