ANA CLÁUDIA AOKI SANTAROSA

**Respostas dos foraminíferos planctônicos às variações da Célula
de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC) desde o
Último Máximo Glacial na Bacia de Campos**

Tese de Doutorado apresentada ao
Instituto Oceanográfico da Universidade
de São Paulo, como parte dos requisitos
para obtenção do título de Doutor em
Ciências, Programa de Oceanografia,
área de Oceanografia Geológica

Orientadora: Profa. Dra. Karen B. Costa

São Paulo
2018

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

Respostas dos foraminíferos planctônicos às variações da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC) desde o Último Máximo Glacial na Bacia de Campos

Ana Cláudia Aoki Santarosa

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Geológica.

Julgada em ____/____/____ por

Prof (a).Dr(a).

Conceito

Prof (a).Dr(a).

Conceito

Prof (a).Dr(a).

Conceito

Prof (a).Dr(a).

Conceito

Prof (a).Dr(a).

Conceito

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha orientadora, professora Karen B. Costa por todo o conhecimento, motivação e correções a esta tese, que foram fundamentais para que ela pudesse ser concluída. Muito obrigada pelo carinho e orientação!

Ao professor Felipe Toledo pelas valiosas sugestões a este trabalho e oportunidades ao longo desses anos.

Aos professores e funcionários do Instituto Oceanográfico.

A minha querida amiga Sayuri, sempre presente nos momentos bons e também difíceis, muito obrigada por toda a ajuda!

Aos colegas do Laboratório de Paleoceanografia, pelas discussões frutíferas e momentos de descontração. Um especial agradecimento à Juliana Quadros pelos valiosos comentários a esta tese.

Por fim, agradeço especialmente meus pais, Silvia e Walter; minhas queridas irmãs Verônica, Vanessa e Rossana; e meu companheiro Tom, por todo o amor incondicional, carinho, apoio e compreensão.

Love the organisms for themselves first, then strain for general explanations, and, with good fortune, discoveries will follow. If they don't, the love and pleasure will have been enough.

Edward O. Wilson, 1994, *Naturalista*.

RESUMO

O objetivo do presente estudo foi investigar a resposta da assembleia de foraminíferos planctônicos frente às variações paleoceanográficas superficiais na porção oeste do Atlântico Sul, o qual desempenha um papel fundamental na Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC, *Meridional Overturning Circulation*). Para esta finalidade, foi analisado um registro sedimentar marinho contínuo desde o Último Máximo Glacial até o presente, com base na assembleia de foraminíferos planctônicos, isótopos de oxigênio e na razão Mg/Ca. Adicionalmente, foram avaliadas as variações na ocorrência e na geoquímica dos dois morfotipos de *G. ruber* (branca), principal espécie utilizada em estudos paleoceanográficos de regiões tropicais e subtropicais. Os resultados mostraram que as diferenças geoquímicas e de abundância relativa dos morfotipos de *G. ruber* branca evidenciam dois grupos de espécimes ecologicamente distintos, confirmando que o morfotipo *sensu stricto* calcifica em menores profundidades com relação ao morfotipo *sensu lato* e que reconstituições paleoceanográficas baseadas no uso não-seletivo dos morfotipos poderiam ser tendenciosas. A Análise Fatorial realizada nos dados de abundância relativa dos foraminíferos planctônicos identificou 4 fatores principais: o Fator 1, representado pelas espécies *G. tenella*, *G. calida*, e *G. rubescens* e relacionado com a temperatura subsuperficial; o Fator 2, representado pelas espécies *N. incompta*, *N. dutertrei* e *G. truncatulinoides*, relacionado com a profundidade da termoclina; o Fator 3, representado pela espécie *G. bulloides*, associado com o processo de ressurgência e o Fator 4, representado pelas espécies *G. ruber* e *G. glutinata*, associado com a intensidade da Corrente do Brasil. As variações mais expressivas de paleotemperatura e paleosalinidade da superfície do mar e da fauna de foraminíferos planctônicos estão relacionadas com os eventos climáticos abruptos do Hemisfério Norte ocorridos durante a deglaciação, tendo sido moduladas pelas variações de arranjo e intensidade da AMOC. Durante os eventos frios *Heinrich 1* e *Younger Dryas*, relacionados a um enfraquecimento da AMOC, foi observado um aumento das paleotemperatura e paleosalinidade e da intensidade da Corrente do Brasil (Fator 4). Contrariamente, durante o evento quente *Bolling-Allerod*, a paleotemperatura e a paleosalinidade

diminuíram expressivamente, como resposta à retomada da AMOC, e houve aumento da produtividade e presença de uma termoclina mais rasa (Fatores 2 e 3). Sugere-se ainda, que entre 26 e 15 ka houve um deslocamento para norte da Confluência Brasil-Malvinas, possivelmente alcançando a latitude da área de estudo ($\sim 23^{\circ}\text{S}$), inferido pela presença da espécie *G. inflata*. Durante o Holoceno, também foi registrada variação significativa na intensidade da Corrente do Brasil, indicada pelos valores máximos do Fator 4 em torno de 7 ka. O reaparecimento das espécies do plexo *G. menardii* se deu em 8 ka, assim como o aumento das espécies de foraminíferos planctônicos subsuperficiais, indicado pelo Fator 1. Essas mudanças no Holoceno foram atribuídas à entrada efetiva das águas quentes e salinas do Oceano Índico via vazamento das Agulhas, as quais foram essenciais para o restabelecimento da AMOC moderna.

Palavras-chave: Corrente do Brasil, Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico, Técnica do Análogo Moderno, foraminíferos planctônicos, isótopos de oxigênio, razão Mg/Ca, morfotipos *G. ruber*.

ABSTRACT

The objective of the present study was to investigate the response of the planktonic foraminifera assemblage to the superficial paleoceanographic variations in the western South Atlantic, which plays a key role in the AMOC. For this purpose, a continuous marine sedimentary record was analyzed from the Late Glacial Maximum to the present, based on the planktonic foraminifera assemblage, oxygen isotopes and the Mg/Ca ratio. In addition, variations in the occurrence and geochemistry of the two morphotypes of *G. ruber* (white) were evaluated. This is the main species used in paleoceanographic studies of tropical and subtropical regions. The results showed that the geochemical and relative abundance differences between the *G. ruber* morphotypes show two ecologically distinct groups of specimens, confirming that the morphotype *sensu stricto* calcifies at lower depths with respect to the morphotype *sensu lato*, and paleoceanographic and paleoceanographic reconstructions using non-selective mixture of morphotypes could potentially be biased. The Factorial Analysis identified four factors: Factor 1, represented by *G. tenella*, *G. calida*, and *G. rubescens*, is related to the subsurface temperature; Factor 2, represented by *N. incompta*, *N. dutertrei* and *G. truncatulinoides* is related to the depth of the thermocline; Factor 3, represented by *G. bulloides*, is related to upwelling; and Factor 4, represented by *G. ruber* and *G. glutinata*, is related to the intensity of the Brazil Current. The results showed that the most significant variations of paleotemperature and paleosalinity and the planktonic foraminifera assemblage are related to the abrupt climatic events of the Northern Hemisphere occurred during deglaciation and were modulated by variations in AMOC arrangement and intensity. During the cold events Heinrich 1 and Younger Dryas, related to a weakening of the AMOC, an increase of paleotemperature and paleosalinity and intensity of the Brazil Current (Factor 4) in the western portion of the South Atlantic was observed. Conversely, during the hot event Bolli-Allerod, paleotemperature and paleosalinity decreased expressively, as a response to AMOC resumption, with increased productivity and presence of a shallower thermocline (Factors 2 and 3). It is also suggested that between 26 and 15 ka there was a displacement to the north of the Brazil-Malvinas Confluence, possibly reaching the latitude of the study area (~23°S),

inferred by the presence of the *G. inflata*. Along the Holocene, there was also a significant variation in the intensity of the Brazil Current, indicated by the maximum values of Factor 4 around 7 ka. The reappearance of *G. menardii* plexus occurred in 8 ka, as well as the increase of the species of subsurface planktonic foraminifera, indicated by Factor 1. These changes in the Holocene were attributed to the effective entrance of the hot and saline waters from the Indian Ocean via the Agulhas Leakage, which were essential for the reestablishment of the modern AMOC.

Keywords: Brazil Current, Meridional Overturning Circulation, Modern Analogue Technique, planktonic foraminifera assemblage, oxygen stable isotopes, Mg/Ca ratio, *G. ruber* morphotypes.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Distribuição das principais espécies de foraminíferos planctônicos recentes nas zonas biogeográficas, mostrando sua relação com a temperatura (Kucera, 2007).....	4
Figura 2: Espécimens representativos dos três morfotipos de <i>Globigerinoides ruber</i> branca reconhecidos no estudo de Lowemark et al. (2005). Morfotipo I corresponde aproximadamente ao tipo sensu stricto de Wang (2000), enquanto morfotipo II corresponde a <i>G. ruber</i> sensu lato e morfotipo III corresponde ao tipo kummerforme de Hecht e Savin (1972) e Hecht (1974). (Lowemark et al., 2005).....	16
Figura 3: Desenho esquemático da circulação termohalina global. Correntes superficiais (em vermelho) fluem transportando calor para as três principais áreas de formação de águas profundas: Atlântico Norte, Mares de Weddell e Ross (círculos amarelos), onde recirculam em profundidade (correntes subsuperficiais em azul e de fundo, em lilás). Áreas destacadas em verde indicam salinidades superiores a 36‰ e em azul, inferiores a 34‰ (Rahmstorf, 2002). 20	
Figura 4: Diferentes configurações da AMOC, através da interação entre as massas d'água de norte (em vermelho) e de sul (em azul) (Rahmstorf, 2002).....	21
Figura 5: Circulação superficial marinha no Atlântico Sul. (Modificado de Stramma e England, 1999).	25
Figura 6: Esquema do fluxo das principais massas d'água da porção oeste do Atlântico Sul, entre 0 e 1500 metros (Silveira et al., 2000; Miranda, 1985; Stramma e England, 1999).....	26
Figura 7: Imagem de satélite AVHRR da Temperatura da Superfície do Mar, exemplificando as ressurgências costeiras ao largo do Cabo de São Tomé e de Cabo Frio (Calado et al., 2010)....	29
Figura 8: Carta sinótica de superfície, mostrando alguns sistemas atmosféricos da região de estudo. ASAS: Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul; B: sistemas de baixa pressão (CPETEC/INPE).	30
Figura 9: Principais sistemas de circulação atmosféricos que atuam sobre as regiões oceânica e continental na porção oeste do Atlântico Sul. ZCIT: Zona de Convergência Intertropical; SMSA: Sistema de Monção da América do Sul e ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul. (Novello et al., 2017).	31
Figura 10: Localização dos testemunhos GL-824 e GL-854 que são utilizados neste estudo e Temperatura da Superfície do Mar (TSM °C) durante o verão (A) e inverno (B) na porção oeste do Atlântico Sul (Locarnini et al., 2010).	34
Figura 11: Modelo de Idade para o testemunho GL-824, baseado em 10 idades calibradas de radiocarbono (pontos) e interpolação linear e à direita, a taxa de sedimentação ao longo do testemunho.	43

Figura 12: Modelo de Idade para o testemunho GL-854, mostrando a correlação da curva de isótopos deste testemunho com o <i>stack</i> global LR-04 (Lisiecki e Raymo, 2005). Linhas verticais pontilhadas marcam as Terminações glaciais (TI a TIV). Estágios isotópicos marinhos estabelecidos de acordo com LR-04 e os substágios, Railsback et al., (2012). (Toledo et al., 2016).....	44
Figura 13: Abundâncias relativas de (A) <i>G. ruber sl</i> e (B) <i>G. ruber ss</i> (gráfico nos últimos 25 mil anos no testemunho GL-824. Linhas tracejadas em cinza são linhas de tendência lineares. Dados de Alegretti (2015)	45
Figura 14: Registro das variações da razão de Mg/Ca em <i>G. ruber ss</i> (em azul) e <i>G. ruber sl</i> (em laranja) do testemunho GL-824, nos últimos 12 ka.	46
Figura 15: Registro das variações dos isótopos de oxigênio em <i>G. ruber ss</i> (em azul) e <i>G. ruber sl</i> (em laranja) do testemunho GL-824, nos últimos 12 k.a.	47
Figura 16: Registro das variações dos isótopos de carbono em <i>G. ruber ss</i> e <i>G. ruber sl</i> do testemunho GL-824, nos últimos 12 k.a.	48
Figura 17: Comparação entre as razões de Mg/Ca e isótopos dos dois morfotipos de <i>G. ruber</i> branca (<i>sl</i> e <i>ss</i>) ao longo do testemunho GL-824. (A) Mg/Ca; (B) $\delta^{18}\text{O}$; (C) $\delta^{13}\text{C}$. As linhas de correlação 1:1 e regressão linear foram adicionadas para referência, conforme sugerido por Wang (2000).....	48
Figura 18: Valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ previstos pela equação de Mulitza et al. (2003) e medidos (pontos vermelho e azul, para <i>G. ruber ss</i> e <i>sl</i> , respectivamente), na amostra de topo do testemunho GL-824.....	49
Figura 19: Registro de isótopos de oxigênio nos morfotipos <i>G. ruber ss</i> (linha contínua) e <i>G. ruber sl</i> (linha tracejada laranja) no testemunho GL-854 nos últimos 375 ka. Em cinza, curva de de isótopos de oxigênio ao longo de todo o testemunho, realizada em <i>G. ruber s.s</i> (Costa et al., submetido para publicação).....	50
Figura 20: Curva de isótopos de carbono nos morfotipos <i>G. ruber s.s</i> (linha contínua) e <i>G. ruber sl</i> (linha tracejada) no testemunho GL-854, nos últimos 450 ka. Em cinza, curva de de isótopos de oxigênio ao longo de todo o testemunho, realizada em <i>G. ruber s.s</i> (Costa et al., submetido para publicação).	51
Figura 21: Comparação dos sinais de isótopos estáveis de oxigênio (A) e carbono (B) dos morfotipos <i>G. ruber ss</i> e <i>sl</i> ao longo do testemunho GL-854. As linhas de correlação 1:1 e regressão linear foram adicionadas para referência, conforme sugerido por Wang (2000).....	52
Figura 22: Comparação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ previstos pela equação de Mulitza et al. (2003) e medidos (pontos vermelho e azul, para <i>G. ruber s.s</i> e <i>s.l.</i> , respectivamente), na amostra de topo do testemunho GL-854.....	53
Figura 23: Índice de Fragmentação de foraminíferos planctônicos calculado para o testemunho GL-824.	54

Figura 24: Abundâncias relativas das espécies mais abundantes (maiores médias) do testemunho GL-824 (cinza claro): (A) <i>G. ruber</i> total, (B) <i>G. glutinata</i> , (C) <i>G. bulloides</i> e (D) <i>G. sacculifer</i> . As curvas mais grossas em preto representam a média de três pontos.	58
Figura 25: Variação das abundâncias relativas dos dois cromotipos (branca e rosa) de <i>Globigerinoides ruber</i> nos últimos 26 mil anos, no testemunho GL-824.....	59
Figura 26: Variação da abundância relativa das espécies que apresentaram tendência de aumento de suas frequências em direção ao Holoceno (cinza claro): (A) <i>Globigerinella siphonifera</i> , (B) <i>Globigerinella calida</i> , (C) <i>Globoturborotalita rubescens</i> , (D) <i>Plexo Globorotalia menardii</i> e (E) <i>Globoturborotalita tenella</i> . As curvas mais espessas em preto representam a média de três pontos.	60
Figura 27: Variação da abundância relativa das espécies que apresentaram tendência de diminuição de suas frequências em direção ao Holoceno (cinza claro): (A) <i>Negloboquadrina incompta</i> , (B) <i>Globorotalia crassaformis</i> , (C) <i>Globorotalia inflata</i> , (D) <i>Neogloboquadrina dutertrei</i> e (E) <i>Globorotalia truncatulinoides</i> . As curvas mais espessas em preto representam a média de três pontos.	62
Figura 28: Variação da abundância relativa das espécies menos abundantes (cinza claro) no testemunho GL-824: (A) <i>Orbulina universa</i> , (B) <i>Globigerinoides conglobatus</i> , (C) <i>Globorotalia scitula</i> e (D) <i>G. bermudezi</i> . As curvas mais espessas em preto representam a média de três pontos.	64
Figura 29: Variação da abundância relativa das espécies menos abundantes (cinza claro) no testemunho GL-824: (A) <i>G. falconensis</i> , (B) <i>Plexo Pulleniatina</i> (formado pelas espécies <i>Pulleniatina obliquiloculata</i> , <i>P. primalis</i> e <i>P. finalis</i>), (C) <i>C. nítida</i> , (D) <i>T. quinqueloba</i> e (E) <i>G. hisruta</i> . As curvas mais espessas em preto representam a média de três pontos.	65
Figura 30: Representação gráfica do método <i>Modern Analogue Technique</i> para a reconstrução das paleotemperaturas do testemunho GL-824, mostrando a correlação e os resíduos entre temperaturas observadas e estimadas.	67
Figura 31: Curvas de temperatura da superfície do mar (TSM) (a) anual, (b) de inverno e (c) de verão reconstituídas através da aplicação da Técnica do Análogo Moderno (MAT) em dados de censos de fauna de foraminíferos planctônicos do testemunho GL-824. Curvas coloridas representam as médias de 5 pontos e linhas tracejadas mostram as respectivas temperaturas modernas sazonais na região de estudo, de acordo com o WOA13 (Zweng et al., 2013).	68
Figura 32: Resultados das análises de isótopos de oxigênio e carbono dos últimos 26 mil anos, realizadas nas carapaças do foraminífero planctônico <i>G. ruber</i> branca, para o testemunho GL-824. (A) $\delta^{18}\text{O}$ corrigido pelo volume de gelo (<i>proxy</i> para salinidade); (B) $\delta^{18}\text{O}$; (C) $\delta^{13}\text{C}$	70
Figura 33: Gráficos de dispersão entre as razões Mg/Ca e (A) Al/Ca e (B) Mn/Ca para o testemunho GL-824. Os baixos valores de R^2 indicam que não há contaminação aparente.	72
Figura 34: Curva de temperatura da superfície do mar (TSM), baseada nas análises de Mg/Ca em <i>G. ruber</i> branca dos últimos 26 mil anos, para o testemunho GL-824. Linhas tracejadas	

indicam a TSM moderna (10 metros de profundidade) de verão (em vermelho) e anual (cinza), de acordo com WOA13 (Zweng et al., 2013). 73

Figura 35: (A) Temperatura da Superfície do Mar reconstituída a partir da análise de Mg/Ca em *G. ruber* branca e (B) abundância relativa do morfotipo *G. ruber* *sl* no testemunho GL-824. ... 76

Figura 36: Registros de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no testemunho GL-824, com base em análise de Mg/Ca em *G. ruber* branca e fauna de foraminíferos planctônicos (A: temperatura média anual e B: de verão), aplicando a Técnica do Análogo Moderno. 79

Figura 37: Escores fatoriais dos 4 primeiros fatores gerados pela Análise Fatorial e espécies associadas que apresentaram maior carga fatorial em módulo. Gráficos representam média de 5 pontos. **(A)** Fator 1 – Temperatura Subsuperficial; **(B)** Fator 2 – Termoclina; **(C)** Fator 3 – Ressurgência e **(D)** Fator 4 – Corrente do Brasil. 86

Figura 38: Registros geoquímicos e faunal do testemunho GL-824 e registros de $\delta^{18}\text{O}$ de testemunhos de gelo dos hemisférios norte e sul. **(A)** NGRIP da Groenlândia (NGRIP members, 2004) e **(F)** EDML da Antártica (EPICA members, 2006). **(B) – (E)** presente estudo: **(B)** Temperatura da Superfície do Mar (TSM) anual calculada pela Técnica do Análogo Moderno; **(C)** TSM calculada pelo proxy Mg/Ca em *G. ruber* branca; **(D)** $\delta^{18}\text{O}$ em *G. ruber* branca; **(E)** $\delta^{18}\text{O}_{\text{corr.vol. gelo}}$; **(F)** $\delta^{13}\text{C}$ em *G. ruber* branca. 93

Figura 39: Variações dos principais registros paleoceanográficos do presente estudo ao longo dos últimos 26 mil anos. (A) Fator 4, proxy para intensidade da Corrente do Brasil; (B) Fator 3, proxy para profundidade da Termoclina; (C) Fator 2, proxy para variação da temperatura da subsuperfície do mar; (D) Fator 1, proxy para produtividade; (E) $\delta^{13}\text{C}$ em *G. ruber* branca; (F) Temperatura da Superfície do Mar (TSM) anual calculada pela Técnica do Análogo Moderno; (G) TSM calculada pelo proxy Mg/Ca em *G. ruber* branca; (H) $\delta^{18}\text{O}$ em *G. ruber* branca, um proxy para Salinidade da Superfície do Mar – SSM. 98

Figura 40: Registros das variações da intensidade da AMOC e de TSM desde o Último Máximo Glacial (UMG) no Atlântico. (A) $^{231}\text{Pa}/^{231}\text{Th}$ *Bermuda Rise* (McManus et al., 2004); (B) ϵ_{Nd} *Bermuda Rise* (Roberts et al., 2010; Gutjahr et al., 2011; Bohm et al., 2015); (C) TSM baseada em Alquenonas, Margem Ibérica (Martrat et al., 2007); (D) TSM baseada em Mg/Ca em *G. ruber* (Wilde et al., 2006); (E) TSM baseada em Mg/Ca em *G. bulloides*, Benguela (Farmer et al., 2005); (F) TSM baseada em Alquenonas, Angola (Kim et al., 2002); (G) TSM baseada em Mg/Ca em *G. ruber* Mg/Ca em *G. ruber* (presente estudo); (H) TSM baseada na assembléia de foraminíferos planctônicos (presente estudo). 104

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Testemunhos marinhos utilizados neste estudo	33
Tabela 2: Resultados das datações de radiocarbono para o testemunho GL-824	43
Tabela 3: Valores médios dos isótopos de oxigênio de <i>G. ruber</i> ss e sl nos EIM 5 a 10, bem como as diferenças entre os morfotipos ao longo destes.	51
Tabela 4: Espécies ou morfotipos de foraminíferos planctônicos identificados no testemunho GL-824.	55
Tabela 5: Menor, média e maior abundância relativa das espécies de foraminíferos planctônicos identificadas no testemunho GL-824.....	57
Tabela 6: Espécies de foraminíferos planctônicos e respectivas cargas fatoriais relacionadas aos 4 primeiros fatores gerados pela Análise Fatorial. Em negrito estão destacadas as cargas fatoriais mais significativas de cada fator.	66
Tabela 7: Anomalias de Temperaturas Superficiais Marinhas (TSM) anuais e sazonais entre o Último Máximo Glacial (UGM – 19 e 23 ka) e o Recente no presente estudo.	82
Tabela 8: Temperaturas Superficiais Marinhas Anuais e Sazonais reconstituídas para o Último Máximo Glacial (23 – 19 ka), com base em foraminíferos planctônicos e funções de transferência.	82

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACAS – Água Central do Atlântico Sul

ACP – Água Circumpolar Profunda

AFA – Água de Fundo Antártica

AIA – Água Intermediária Antártica

AMOC – Atlantic Meridional Overturning Circulation

APAN – Água Profunda do Atlântico Norte

ASAS – Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul

AT – Água Tropical

BA – Bolling-Allerod

CB – Corrente do Brasil

CBM – Confluência Brasil-Malvinas

CCA – Corrente Circumpolar Antártica

CLIMAP – Climate: Long-Range Investigation, Mapping and Prediction

CNB – Corrente Norte do Brasil

EIM – Estágio Isotópico Marinho

HS – Heinrich Stadial

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change

MARGO – Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface

SMAS – Sistema de Monção da América do Sul

SSM – Salinidade da superfície do mar

TAM – Técnica do Análogo Moderno

TSM – Temperatura da superfície do mar

UMG – Último Máximo Glacial

YD – Younger Dryas

WOA – World Ocean Atlas

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona Convergência Intertropical

Sumário

1	Introdução	1
2	Objetivos	3
3	Embasamento Teórico	3
3.1	Foraminíferos planctônicos modernos	3
3.2	Foraminíferos planctônicos como <i>proxies</i> em Paleoceanografia.....	6
3.2.1	Censos de Fauna e Técnica do Análogo Moderno	6
3.2.2	Isótopos de Carbono	8
3.2.3	Isótopos de Oxigênio	10
3.2.4	Razão Mg/Ca.....	12
3.3	Morfotipos de <i>G. ruber</i> e variações geoquímicas.....	13
3.4	Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico e variações desde o Último Máximo Glacial	18
4	Área de Estudo	22
4.1	Contexto Geomorfológico e Sedimentar	22
4.2	Circulação Oceânica e Massas d'Água	24
4.2.1	Circulação oceânica na margem continental sudeste brasileira.....	27
4.3	Circulação atmosférica.....	29
5	Materiais e Métodos	33
5.1	Seleção dos testemunhos	33
5.2	Amostragem e Processamento inicial das amostras	33
5.3	Análise da Assembléia Total de Foraminíferos Planctônicos e Análise Fatorial	35
5.4	Cálculo da Paleotemperatura pela Técnica do Análogo Moderno.....	36
5.5	Modelo de Idade.....	37
5.6	Análise de Mg/Ca e Temperatura da Superfície do Mar	38
5.7	Análise de isótopos estáveis (oxigênio e carbono).....	39
5.7.1	Estimativas das profundidades de calcificação dos morfotipos de <i>G. ruber</i> branca	40
5.7.2	Estimativas de salinidade	41
6	Resultados	42
6.1	Descrição do Testemunho	42
6.2	Modelo de Idade.....	42

6.3	Morfotipos <i>G. ruber</i> ss e sl.....	44
6.3.1	Variações na abundância relativa dos morfotipos de <i>G. ruber</i>	44
6.3.2	Variações Geoquímicas nos morfotipos de <i>G. ruber</i>	45
6.4	Preservação das amostras	53
6.5	Assembleias fósseis de foraminíferos planctônicos	54
6.6	Análise Fatorial.....	66
6.7	Temperatura da Superfície do Mar – Técnica do Análogo Moderno (TAM)...	67
6.8	Isótopos de oxigênio e carbono ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$)	69
6.9	Análises de Mg/Ca	71
7	Discussão	74
7.1	Variações na abundância e Geoquímica dos morfotipos de <i>G. ruber</i>	74
7.2	Sobre os <i>proxies</i> de reconstituição da Temperatura da Superfície do Mar	78
7.3	Temperaturas da Superfície do Mar durante o Último Máximo Glacial	81
7.4	Análise Fatorial – Distribuição atual das espécies associadas e Interpretação dos Fatores.....	84
7.5	Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico e variações das TSMs e da assembleia de foraminíferos planctônicos.	92
8	Conclusões.....	108
9	Referências Bibliográficas	111

1 INTRODUÇÃO

Em 2013 foi divulgado o último Relatório de Avaliação (AR5) sobre mudanças climáticas globais pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), da Organização das Nações Unidas (ONU) (IPCC, 2013). A constatação geral do documento é de que o aquecimento global é evidente e que as modificações que vem sendo observadas nos últimos 70 anos não encontram precedentes nos registros históricos. Há também um aumento gradativo na certeza de que as atividades antrópicas conduziram o planeta a essas mudanças.

Além dos aumentos de temperatura do planeta e nível relativo do mar, que ocasionaria inundações em diversas regiões costeiras, podemos citar também dentre as principais consequências do aumento do efeito estufa no planeta as mudanças nos padrões de precipitação, aumento da frequência de eventos climáticos extremos como secas, ondas de calor e ocorrência de furacões (IPCC, 2013). Todas estas perturbações no sistema climático podem ocasionar alterações ecológicas e nos ecossistemas, tais como diminuição da produtividade agrícola e proliferação de pragas e vetores transmissores de doenças; interrupção da produção de alimentos e abastecimento de água, danos a infraestruturas em geral e assentamentos, mortalidade, dentre outras consequências (Hunt e Watkiss, 2011).

Regionalmente, estudos meteorológicos conduzidos na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) (*e.g.* Nobre et al., 2011) alertam para a potencialização dos riscos de inundações, enchentes e escorregamentos, causados pelo aumento da temperatura que resultam na intensificação de episódios de chuvas torrenciais, especialmente no verão. Estes episódios irão afetar progressivamente a população em sua totalidade, mas principalmente, a mais carente. Estes mesmos estudos preconizam ainda que um aumento de 2°C a 3°C na temperatura média da região será suficiente para duplicar os eventos de chuvas fortes (superiores a 10 mm) na capital paulista (Nobre et al., 2011).

Portanto, compreender a natureza dessas variações e as sensibilidades do sistema climático a perturbações e suas consequências nas populações e ecossistemas mais vulneráveis é essencial tanto para aprimorar a nossa capacidade de prevê-lo, através de modelos matemáticos, quanto para formulação de políticas de combate/mitigação e adaptação ao aquecimento global.

A Temperatura da Superfície do Mar (TSM) é um parâmetro crítico para os modelos matemáticos, pois ela é a representação mais primária do estado do clima, e os oceanos, como imensos reservatórios que desempenham um papel essencial no armazenamento e distribuição de calor em todo o mundo, são a componente mais importante do sistema climático da Terra (Rahmstorf, 2002). Portanto as reconstituições de temperaturas pretéritas da superfície do mar representam um meio importante para simulações e validação dos modelos de circulação oceânica e para estimar a sensibilidade climática, a qual é definida pelo IPCC como a mudança na temperatura média global da superfície após a duplicação na concentração de CO₂ atmosférico.

Neste contexto, um conjunto de *proxies* micropaleontológicos, principalmente preservados em associações carbonáticas marinhas, constituem a metodologia básica e essencial pela qual os pesquisadores determinam as paleotemperaturas dos oceanos (Lea, 2003). Os foraminíferos planctônicos, por exemplo, estão entre os *proxies* mais robustos e confiáveis utilizados na paleoceanografia, ao fornecerem informações ambientais pretéritas através das suas assembleias fósseis e composição química de suas carapaças (Hemleben et al., 1989; Kucera, 2007).

O desenvolvimento de diversos registros paleoclimáticos de maior resolução nas últimas décadas, abrangendo desde o Último Máximo Glacial (UMG) até o Holoceno, forneceu uma perspectiva sem precedentes sobre as mudanças climáticas durante os últimos 23 mil anos. Vários mecanismos, por exemplo, têm sido propostos para explicar a origem de mudanças climáticas abruptas, conforme sumarizado por Buizert e Schmittner, (2015) que incluem variação da cobertura de gelo marinho, colapso de geleiras sobre a plataforma continental, variações da circulação atmosférica e variações orbitais no Oceano Pacífico tropical. No entanto, o modelo predominante é que as mudanças climáticas abruptas são o resultado das variações no transporte de calor para o hemisfério norte, através Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (ou AMOC – *Atlantic Meridional Overturning Circulation*) (Lynch-Stieglitz, 2017).

Vastas áreas do planeta que podem ter um papel chave nesta dinâmica climática permanecem, contudo, sem amostragem ou pouco exploradas (Shakun e Carlson, 2010), como é o caso da porção oeste do Atlântico Sul, cujas correntes de contorno oeste desempenham um papel fundamental na AMOC (Carlson et al., 2008).

Neste contexto, abordamos essa questão utilizando um registro sedimentar oceânico contínuo desde o Último Máximo Glacial até o presente, ilustrando as principais variações paleoceanográficas superficiais ocorridas e sua relação com as variações da AMOC desde o Último Máximo Glacial na margem sudeste brasileira.

2 OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho consiste em reconstituir as variações de temperatura, salinidade, produtividade e circulação superficiais na região da Bacia de Campos desde o Último Máximo Glacial (UMG), com base na assembleia de foraminíferos planctônicos e dados geoquímicos (Mg/Ca e isótopos estáveis) em *Globigerinoides ruber*, contextualizando os mesmos com as variações da AMOC.

Adicionalmente, avaliar as variações na ocorrência e na geoquímica (Mg/Ca e isótopos estáveis) dos dois morfotipos de *G. ruber* (branca) e suas implicações nas reconstituições paleoceanográficas.

3 EMBASAMENTO TEÓRICO

3.1 Foraminíferos planctônicos modernos

O desenvolvimento da paleoceanografia sempre esteve relacionado ao estudo faunal e geoquímico dos foraminíferos planctônicos. A sua alta abundância e excelente preservação nos sedimentos oceânicos produzem provavelmente o melhor registro fóssil na Terra, fornecendo informações únicas sobre alterações morfológicas, variações na composição faunal e características do meio ambiente (Kucera, 2007). Os foraminíferos planctônicos são, portanto, a fonte mais comum de *proxies* paleoceanográficos, seja através das informações fornecidas por suas assembleias fósseis ou como fonte para extração de sinais geoquímicos.

Os foraminíferos planctônicos formam um grupo de protozoários heterotróficos livre-natantes, com distribuição bastante ampla nos oceanos, tanto batimétrica quanto geográfica: eles vivem principalmente na zona eufótica, sendo a camada de mistura e a termoclina superior as mais densamente povoadas por estes organismos, enquanto

praticamente nenhum indivíduo vivo é encontrado em profundidades superiores a 1000 metros (Hemleben et al., 1989). Os foraminíferos planctônicos são encontrados em diversos regimes oceânicos incluindo águas tropicais, subtropicais e polares (Figura 1).

Figura 1: Distribuição das principais espécies de foraminíferos planctônicos recentes nas zonas biogeográficas, mostrando sua relação com a temperatura (Kucera, 2007).

As condições físico-químicas do meio marinho, como temperatura, salinidade, densidade e disponibilidade de nutrientes, exercem grande influência nos processos biológicos dos organismos, que vai desde o desenvolvimento do indivíduo à dinâmica de grandes populações. Obtendo informações sobre como o meio modifica o fenótipo (tamanho, forma, etc) de determinado organismo e como ele controla sua distribuição espacial e temporal, nós podemos utilizar os registros fósseis de tais organismos para reconstituir paleoambientes e suas variações ao longo do tempo.

A distribuição geográfica dos foraminíferos planctônicos vivos nas águas superficiais e conseqüentemente àquela nas assembleias fósseis do registro geológico está relacionada, principalmente, à temperatura da água superficial onde vivem (Bé, 1977). Portanto, em escalas globais a influência da temperatura é o fator predominante, mas o seu papel diminui em escalas mais restritas e a disponibilidade de alimentos, por exemplo, se torna um fator chave na distribuição dos foraminíferos. Além disso, em contraste com as espécies que habitam a superfície (*e. g. globigerinídeos*), as espécies que habitam a subsuperfície, como a maioria dos globorotídeos, não são expostas às condições da superfície do mar e, portanto, não são afetadas, por exemplo, pela temperatura superficial. O padrão de distribuição dos habitantes da subsuperfície é possivelmente limitado pelo fluxo de matéria orgânica que chega em maiores profundidades, pela estrutura da coluna d'água, bem como pela distribuição das massas d'água subsuperficiais (Schiebel e Hemleben, 2017).

Além da alimentação e temperatura, a salinidade é um fator limitante para a distribuição dos foraminíferos planctônicos. De acordo com os resultados de experimentos de cultura em laboratório (*e.g.* Bijma et al. 1990), algumas espécies suportam uma ampla faixa de salinidade, de 20-45 e são mais produtivas (taxa de reprodução > 70%) em águas de 33-38.

Os foraminíferos planctônicos raramente são encontrados em águas costeiras, sobretudo em locais onde há extensa plataforma continental. Isso se deve a sua preferência por águas mais transparentes, sem material em suspensão e com salinidade normal. Além disso, as profundidades da plataforma, especialmente da interna, não são suficientes para suas migrações verticais ontogenéticas, necessárias para sua reprodução (Boltovskoy, 1981). Em áreas costeiras, os foraminíferos planctônicos

comumente são raros e os poucos exemplares presentes se caracterizam por tamanhos menores e pouco desenvolvidos.

Diversos estudos têm sido realizados sobre estimativas de mudanças climáticas e variações na hidrografia superficial dos oceanos, utilizando a variação na composição das assembleias de foraminíferos planctônicos (censos de fauna) e informações geoquímicas extraídas de suas carapaças (isótopos e elementos-traço) (e.g. de Abreu et al., 2005; Kucera et al., 2005; Barrows e Juggins, 2005; Carlson et al., 2008; Alonso-Garcia et al., 2011; Pivel et al., 2013; Santos et al., 2013; Singh et al., 2015).

3.2 Foraminíferos planctônicos como *proxies* em Paleoceanografia

3.2.1 Censos de Fauna e Técnica do Análogo Moderno

Os foraminíferos planctônicos vêm sendo extensivamente utilizados para interpretações paleoambientais devido a sua ampla ocorrência tanto geográfica quanto geológica nos sedimentos marinhos, sua abundância e sensibilidade às condições ambientais, principalmente a temperatura. Essas características, combinadas com o fato de que quase todas as espécies modernas passam pelo menos parte dos seus ciclos de vida nas camadas mais superficiais da coluna d'água, principalmente na zona eufótica (Bé e Tolderlund, 1971; Kemle-von Mücke e Hemleben, 1999) fazem desse grupo de organismos uma ferramenta valiosa e eficiente para estudar as condições pretéritas dos oceanos.

Sabe-se que a temperatura é o fator primário responsável pela distribuição geral dos foraminíferos e, embora cada uma das espécies possa tolerar um intervalo, às vezes bastante amplo de temperatura, a ocorrência conjunta de 30 a 40 espécies ou morfotipos em grande parte das amostras sedimentares fornece uma riqueza de informações ambientais (Bé e Hutson, 1977; Hemleben et al., 1989). No entanto, a avaliação da abundância relativa das assembleias de foraminíferos envolve mais do que a análise direta de uma compilação de intervalos de temperatura das espécies presentes. Como a distribuição da abundância de uma espécie individual varia dentro do seu intervalo absoluto de temperatura, contagens acuradas da sua abundância relativa na assembleia fóssil nos permitem inferir sobre as condições do passado que

seriam impossíveis de estimar com o simples dado de presença/ausência da espécie (Hale e Pflaumann, 1999).

Para a reconstituição de parâmetros climáticos ou oceanográficos pretéritos utilizando as assembléias fossilíferas são necessários métodos estatísticos apropriados, que são aplicados após a identificação desses fósseis e contabilização das proporções de cada táxon. Os diversos métodos estatísticos que têm sido desenvolvidos para reconstituições de parâmetros como temperatura sazonal e produtividade oceânicas, com base em assembleias microfósseis são em termos gerais referidos como “funções de transferência”, e estas baseiam-se na relação atual observada entre espécies e meio ambiente.

Na paleoceanografia, função de transferência refere-se ao método estatístico desenvolvido por Imbrie e Kipp no início da década de 1970 para a reconstituição de temperaturas superficiais marinhas (TSM), baseada em análises multivariadas de assembleias de foraminíferos planctônicos. Portanto, funções de transferência são definidas como uma técnica que produz estimativas quantitativas calibradas de alguns parâmetros ambientais, a partir de um *proxy*, como por exemplo as assembleias biológicas (Guiot e de Vernal, 2007).

O exemplo mais expressivo de reconstituição de temperatura com base nesta abordagem foi, sem dúvida, a reconstituição global das TSM para o Último Máximo Glacial (UMG), realizada pelos membros do Projeto CLIMAP (1981), os quais aplicaram esta técnica em um conjunto global de 700 amostras de sedimentos glaciais, utilizando assembleias de foraminíferos, radiolários e cocolitoforídeos planctônicos como base conjunta para produzir mapas de TSM do oceano glacial.

A Técnica do Análogo Moderno (Hutson, 1980) é uma abordagem mais avançada para derivar paleotemperaturas a partir de dados paleontológicos, e utiliza os seguintes pressupostos:

1. existe uma relação direta entre a distribuição das faunas modernas e as propriedades físico-química e biológicas do meio ambiente;
2. as características ou propriedades ecológicas das espécies consideradas não se alteraram entre o período analisado e o presente, e, portanto, a relação entre as espécies e o ambiente é uniforme ao longo do tempo.

A reconstituição de paleotemperaturas por este método compara a assembleia fóssil de foraminíferos planctônicos a ser investigada com cada amostra de um conjunto de dados de censos de fauna provenientes de sedimentos modernos. Por sua vez, esses dados, que formam o conjunto de dados de calibração, estão associados a uma base atual de dados oceanográficos. As temperaturas superficiais marinhas associadas às amostras modernas mais semelhantes, chamadas de análogos modernos são então utilizadas para os cálculos de paleotemperaturas (Hutson, 1980).

Esta abordagem emprega uma medida de dissimilaridade faunística para identificar os melhores análogos modernos no conjunto de dados de calibração, onde será calculada uma média ponderada dos valores de temperatura desses análogos e o resultado é então utilizado como uma estimativa de paleotemperatura para aquela assembleia fóssil. Na prática, entre 5 e 12 análogos têm sido utilizados para calcular a paleotemperatura (Kucera et al., 2005).

O coeficiente de dissimilaridade mais comumente empregado na TAM para identificar os melhores análogos modernos no conjunto de dados de calibração é o “*square chord distance*”, o qual além de ser particularmente eficiente para dados de porcentagem (Prell, 1985; Guiot e de Vernal, 2007; Weinelt, 2009), dentre diversas medidas de distâncias testadas por Prell (1985) e outros estudos foi a que apresentou resultados mais consistentes, com os menores desvios padrão entre temperaturas observadas e estimadas .

3.2.2 Isótopos de Carbono

O $\delta^{13}\text{C}$ da calcita de foraminífero tem sido utilizado como um *proxy* para inferência da circulação oceânica no passado, variações na produtividade biológica e ciclagem de nutrientes em águas superficiais e variações no ciclo global do carbono (e.g. Curry e Oppo 2005; Ninneman e Charles, 1997; Kroon e Ganssen, 1989).

O elemento carbono está presente na natureza em duas formas isotópicas: ^{12}C e ^{13}C , com abundâncias naturais relativas de 98,89% e 1,11%, respectivamente (Faure, 1986). A composição isotópica de carbono de uma determinada amostra ($\delta^{13}\text{C}$) é geralmente expressa em termos do desvio relativo ($\delta^{13}\text{C}$ por mil) a um padrão arbitrário (geralmente VPDB – *Vienna PeeDeeBelemnite*).

$$\delta C^{13} (\text{‰}) = \frac{O^{13}/O^{12}_{amostra} - O^{13}/O^{12}_{padr\tilde{a}o}}{O^{13}/O^{12}_{padr\tilde{a}o}} \times 1000$$

O desequilíbrio no valor de $\delta^{13}\text{C}$ registrado pelo foraminífero pode ser causado pela utilização de CO_2 metabolizado durante a formação de sua carapaça; pela atividade fotossintética dos simbioses; pela taxa de crescimento do organismo; e pela variação nas concentrações do íon carbonato na água (Rohling e Cooke, 1999).

A fixação de carbono durante o processo fotossintético envolve um grande fracionamento, com a incorporação preferencial do ^{12}C pelo fitoplâncton marinho no composto orgânico. Dessa forma, as águas superficiais da zona eufótica ficam relativamente enriquecidas em ^{13}C , e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do carbono inorgânico dissolvido (CID), mais altos. Conforme a matéria orgânica é remineralizada ao longo da coluna d'água, ocorre uma transferência efetiva de ^{12}C (Rohling e Cooke, 1999). Portanto um aumento da exportação da produtividade irá aumentar o gradiente entre o $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ elevado das águas superficiais e $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ menor das águas mais profundas, os quais serão registrados nas carapaças do foraminíferos fósseis.

Outro fator que pode contribuir para as variações locais no $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ da água do mar em um determinado local está relacionado à formação e circulação de massas d'água (Ravelo e Hillaire-Marcel, 2007). À medida que ocorre a formação de água profunda em regiões de alta latitude, esta obtém sua assinatura de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ a partir de suas fontes de água em superfície. A Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) possui valores relativamente altos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ devido a sua fonte de água de superfície no Atlântico Norte, e a Água de Fundo Antártica (AFA) possui valores relativamente baixos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ porque é composta de águas superficiais do Oceano Austral e águas profundas de todas as bacias, das quais são fontes de valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ relativamente baixos (Kroopnick, 1985). Atualmente, no Oceano Atlântico, a mistura entre a APAN (com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ altos e baixa quantidade de nutrientes), fluindo de norte para sul e a AFA (com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ baixo e enriquecida de nutrientes) mais densa e fluindo de sul para norte, resulta em um forte gradiente de nutrientes horizontal na bacia do Atlântico (Oppo e Lehman, 1993).

3.2.3 Isótopos de Oxigênio

Nas últimas décadas, isótopos de oxigênio se tornaram ferramenta indispensável para estudos de geoquímica relacionados com reconstituições das condições dos oceanos do passado. A razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) é rotineiramente utilizada em cronoestratigrafia de registros de sedimentos marinhos (Imbrie et al., 1984) e também freqüentemente utilizada para reconstituições de parâmetros como temperatura (Emiliani, 1955) e salinidade marinha (Duplessy et al., 1991).

O elemento oxigênio está presente na natureza em três formas isotópicas: ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O , com abundâncias naturais relativas de 99,76%, 0,04% e 0,20%, respectivamente. Para estudos em paleoceanografia, porém, somente ^{16}O e ^{18}O são analisados, devido às maiores abundâncias e à maior diferença de massa entre esses dois isótopos.

A partição dos isótopos entre substâncias com composições isotópicas diferentes é conhecida como fracionamento e esse processo é essencialmente dependente da temperatura (Lea, 2003).

A razão $^{18}\text{O}:^{16}\text{O}$ no ambiente é de aproximadamente 1:500, ou seja apenas 0,2 % do oxigênio que circula é ^{18}O (Lowe e Walker, 1997). Assim, como o $\delta^{13}\text{C}$, a composição isotópica de oxigênio de uma determinada amostra não é fornecida em valor absoluto, mas em termos de desvio relativo ($\delta^{18}\text{O}$ por mil, equação 1) a 2 padrões arbitrários: VPDB (*Vienna PeeDeeBelemnite*), para análises em carbonato, e SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), para análises de água, gelo e neve (Craig, 1961). Um fator de correção de -0,27 ‰ é aplicado para converter a escala VSMOW para a escala VPDB (Hut, 1987).

$$\delta O^{18} (\text{‰}) = \frac{O^{18}/O^{16}_{amostra} - O^{18}/O^{16}_{padr\tilde{a}o}}{O^{18}/O^{16}_{padr\tilde{a}o}} \times 1000$$

A razão $^{18}\text{O}:^{16}\text{O}$ nas águas oceânicas tem variado ao longo do tempo geológico durante os ciclos glaciais e interglaciais de uma forma quase cíclica (Martinson et al, 1987), como resultado do fracionamento natural dos isótopos de oxigênio durante a evaporação da água na superfície marinha. Durante esse processo físico, altamente dependente da temperatura, há preferência na remoção da molécula mais leve (H_2^{16}O)

para a atmosfera. Dessa forma, os oceanos ficam relativamente enriquecidos em H_2^{18}O (o que equivale a um sinal isotopicamente mais positivo) e o vapor apresenta maiores quantidades de isótopos leves. Através da circulação atmosférica, esse vapor é levado em direção aos polos onde precipita na forma de neve, aprisionando grandes quantidades de H_2^{16}O nas geleiras em períodos glaciais. Contrariamente, o derretimento dessas massas de gelo libera no oceano grandes volumes de água enriquecida em H_2^{16}O , resultando em razões isotópicas mais leves ou valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais negativos (Lowe e Walker, 1997).

Porém a maior complicação na aplicação de isótopos de oxigênio para a determinação, tanto de temperaturas absolutas como variações relativas da mesma, é que o $\delta^{18}\text{O}$ do carbonato das carapaças de foraminíferos reflete tanto o fracionamento pela temperatura como a composição isotópica da água do mar ($\delta^{18}\text{O}_w$) onde a carapaça precipitou. O $\delta^{18}\text{O}_w$, por sua vez, é resultado da influência do $\delta^{18}\text{O}_w$ médio, o qual é determinado pelo volume de gelo continental e do balanço local da evaporação-precipitação, também conhecido como “efeito da salinidade” (Lea, 2003).

A salinidade e o $\delta^{18}\text{O}_w$ são linearmente relacionados, apresentando altos valores de ambos parâmetros em baixas latitudes, e baixos valores em altas latitudes (Mulitza et al., 2003). Essa relação tende a apresentar também variações locais devido à composição isotópica da fonte das águas da chuva/rios/degelo. Em baixas latitudes, a componente dominante é a chuva, enquanto em altas latitudes, como no oceano Atlântico Norte, a baixa concentração do isótopo mais pesado ^{18}O nas águas de degelo da Groenlândia podem ser a componente dominante (Waelbroeck et al., 2005).

Como forma de contornar o efeito do $\delta^{18}\text{O}_w$ no sinal de temperatura acima citado, pesquisadores tem utilizado, de forma conjunta com as análises de isótopos de oxigênio, medições de elementos-traço (no caso Mg/Ca) em carapaças de foraminíferos coexistentes para reconstituir simultaneamente variações da temperatura e $\delta^{18}\text{O}_w$ /salinidade marinhas ao longo do tempo (Elderfield e Ganssen, 2000, Lea et al., 2000, Lear et al., 2000).

3.2.4 Razão Mg/Ca

As carapaças dos foraminíferos planctônicos são compostas principalmente por calcita, representando aproximadamente 99% do peso de CaCO_3 e 1% de elementos-traço como Mg, Sr, Ba e Cd, os quais apresentam abundâncias individuais menor ou igual a 0,25%. Estes elementos são incorporados diretamente do ambiente marinho no momento da precipitação da carapaça carbonática pelos foraminíferos. Portanto, a composição destas é um reflexo tanto da composição da água como das condições físico-químicas e biológicas predominantes no momento da formação da carapaça (Lea, 1999).

A premissa básica para a utilização da razão Mg/Ca como um paleo-termômetro é que a substituição do magnésio na calcita é uma reação endotérmica e que, portanto, é favorecida por temperaturas mais altas (Chave, 1954). Conforme mostrado nos resultados experimentais de Lea et al. (1999), com duas espécies de foraminíferos planctônicos (*Globigerina bulloides* e *Orbulina universa*), a temperatura é o parâmetro primário no controle da concentração da razão Mg/Ca nas carapaças e esta razão aumenta exponencialmente de 8 a 10% por °C. Este aumento exponencial reflete também os resultados dos experimentos de precipitação inorgânica em laboratório e confirma o controle, pelo menos parcial, termodinâmico na incorporação do magnésio (Oomori et al., 1987).

No entanto, processos mediados biologicamente raramente estão em equilíbrio termodinâmico. Por exemplo, os foraminíferos contêm concentrações de Mg cerca de 1 a 2 ordens de magnitude mais baixas do que as encontradas nas calcitas inorgânicas marinhas. Tais desvios sugerem que os processos biológicos exercem uma grande influência sobre a precipitação de metais em carbonatos biogênicos, e, somadas às diferenças específicas entre espécies de foraminíferos, destaca-se assim a necessidade de calibrações empíricas específicas para cada espécie (Rosenthal, 2007).

Diversas abordagens têm sido utilizadas para estabelecer a relação entre Mg/Ca e temperatura para várias espécies de foraminíferos planctônicos. Estas incluem *coretop* (e.g. Dekens et al, 2002), cultura em laboratório (Lea et al., 1999) e armadilhas de sedimentos (e.g. Anand et al., 2003), cada uma com suas vantagens e desvantagens,

embora tenha sido verificada, de maneira geral, uma boa concordância entre as três abordagens (Barker et al., 2005).

As calibrações modernas podem ser expressas pela seguinte relação exponencial entre a concentração de Mg/Ca e temperatura:

$$\frac{Mg}{Ca} = B \exp(A \times T)$$

onde T é a temperatura de calcificação em °C. A e B são constantes e variam de acordo com a espécie. O valor de A geralmente é 0,09–0,1, o que reflete uma sensibilidade do Mg/Ca à temperatura de cerca de 10% por aumento de °C.

3.3 Morfotipos de *G. ruber* e variações geoquímicas

A espécie de foraminífero planctônico *Globigerinoides ruber* é amplamente utilizada para reconstituições paleoambientais em latitudes tropicais e subtropicais, por habitar a camada de mistura (Hemleben et al., 1989; Ravelo et al., 1990) e ser bastante abundante no registro geológico. As carapaças desta espécie são calcificadas nas primeiras dezenas de metros da coluna de água.

Dentre os morfotipos de *G. ruber*, são reconhecidas duas variações de coloração da carapaça: *G. ruber* branca, cuja carapaça não apresenta coloração, assim como a maioria dos outros foraminíferos planctônicos e *G. ruber* rosa. Estes morfotipos são considerados separadamente em estudos de fauna e geoquímica devido às diferenças apresentadas no que diz respeito a: (I) ocorrência – o morfotipo pigmentado ocorre essencialmente durante o verão, quando as temperaturas estão bastante elevadas e ocorre máxima estratificação da coluna de água, enquanto a variante branca é perene ao longo do ano; (II) tamanho – a carapaça de *G. ruber* rosa é geralmente maior (Deuser, 1986, 1987, Hemleben et al., 1989); (III) composição isotópica – *G. ruber* rosa apresenta frequentemente valores isotópicos mais leves (Deuser e Ross, 1989); (IV) distribuição geográfica – o morfotipo pigmentado se extinguiu durante o final do Pleistoceno (120 mil anos A.P.) nos oceanos Índico e Pacífico, mas persistiu no oceano Atlântico e no Mar Mediterrâneo (Thompson et al., 1979).

Por essas razões, diversos autores utilizam o morfotipo branco para estudos paleoceanográficos (e.g. Curry e Oppo, 2005; Steinke et al., 2006; Pivel et al., 2013; Santos et al., 2013; Chiessi et al., 2015).

Além desses dois cromotipos, que são facilmente reconhecíveis, outros tipos morfológicos distintos dentre *G. ruber* branca são descritos na literatura, seja como subespécies ou variantes fenotípicas (*Globigerinoides elongatus* (d'Orbigny, 1826), *Globigerinoides pyramidalis* (van den Broeck, 1876) e *Globigerinoides cyclostomus* (Galloway e Wissler, 1927)). Estudos genéticos moleculares recentes mostraram a existência de duas linhagens filogenéticas dentro deste morfotaxon (Darling et al., 1999; Darling e Wade, 2008). A primeira linhagem inclui o tipo genético correspondente a *G. ruber* rosa e três dos quatro tipos genéticos reconhecidos em espécimes de *G. ruber* branca, classificados como Tipos Ia, Ib₁ e Ib₂. A segunda linhagem de *G. ruber* branca foi classificada como Tipo IIa e representa uma linhagem filogenética distinta.

Kuroyanagi et al. (2008) apresentou pela primeira vez indicação para uma possível correlação entre morfologia das testas e diferenças genéticas em *G. ruber* branca. Este estudo encontrou diferenças morfológicas entre os tipos genéticos I e II de *G. ruber* branca, os quais são consistentes com os morfotipos *G. ruber* sensu stricto e sensu lato, respectivamente, determinados por Wang (2000).

Iwai (2015) realizou análises morfométricas e isotópicas em *G. ruber* branca e rosa de amostras de superfície da margem continental brasileira com o objetivo de verificar se os morfogrupos definidos em suas análises poderiam representar os genótipos de *G. ruber* encontrados por Aurahs et al. (2011). Ao contrário do que foi observado em estudos prévios na margem brasileira que utilizaram apenas a coloração das carapaças para distinguir espécimens brancos e rosas (Kemle-von Mucke e Hemleben, 1999; Toledo et al., 2008; Pivel et al., 2013), foram encontradas evidências de que a variedade rosa é dominante nessa região e não a variedade branca. Os poucos espécimens morfometricamente brancos foram identificados como sendo o tipo genético Ib (correspondente a *G. ruber* branca ss).

Wang (2000) foi o primeiro trabalho a classificar em dois morfotipos (*G. ruber* branca sensu stricto (ss) e *G. ruber* sensu lato (sl)) as variantes fenotípicas desta espécie e a quantificar suas diferentes composições isotópicas. Este e outros autores posteriormente (e.g. Lowemark et al., 2005; Buhring et al., 2004; Steinke et al., 2006)

consideram *G. ruber* ss como os espécimes com 3 câmaras esféricas na última volta, assentando-se simetricamente sobre as suturas prévias, com uma abertura primária larga e alta e, *G. ruber* (sl) como a forma mais compacta e altamente trocospiral, com abertura relativamente pequena, circular ou em arco médio.

No trabalho de Wang (2000), realizado em sedimentos do Mar Sul da China, foi observada uma diferença média de $0,21 \pm 0,21\text{‰}$ entre os valores de isótopos de oxigênio dos dois morfotipos, sendo que o morfotipo *G. ruber* sl apresenta valores mais pesados. Baseado em medidas de temperatura e salinidade obtidas por CTD na porção norte do Mar Sul da China, que mostram uma diminuição de 2-3 °C e aumento de 0,2-0,25 psu, da superfície (0-30 m em média) para a camada sub-superficial (30-50 m, em média), o autor sugere que *G. ruber* ss habita os primeiros 30 metros da coluna de água e *G. ruber* sl, maiores profundidades. Essas variações na temperatura e salinidade correspondem a aproximadamente uma diferença de 0,4‰ nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (utilizando as estimativas de $\delta^{18}\text{O}$ e as equações de temperatura de O'Neil et al., 1969; Shackleton, 1974 e Duplessy et al., 1991), o qual é similar à máxima diferença nos sinais isotópicos entre os dois morfotipos de *G. ruber* (sl e ss) obtida por Wang (2000).

Kuroyanagi e Kawahata (2004) sugeriram que a distribuição vertical desses dois diferentes morfotipos de *G. ruber* está associada a diferentes fatores limitantes. No caso de *G. ruber* ss, sua distribuição seria mais influenciada pela intensidade de luz e a ocorrência de *G. ruber* sl estaria associada, principalmente, à disponibilidade de nutrientes. Assim, alta estratificação da coluna de água (baixas concentrações de clorofila-a na superfície) pode resultar em alta concentração de *G. ruber* ss. No estudo de Kuronayagi et al. (2008), foi observado que somente em águas superficiais mais oligotróficas *G. ruber* ss era encontrada em abundância.

Lowemark et al. (2005) realizaram estudo semelhante entre os morfotipos de *G. ruber* branca na mesma região da porção norte do Mar Sul da China, porém em duas frações de tamanho distintas (250–297 μm e 297–350 μm), e considerando um terceiro morfotipo, classificado pelos autores como Tipo III, kummerforme, descrito por Hecht e Savin (1972) e Hecht (1974) (Figura 2). As diferenças nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ encontrados entre os morfotipos I (correspondente ao morfotipo *G. ruber* ss de Wang, 2000) e II (*G. ruber* sl), e entre II e III na maior fração corroboraram o estudo de Wang (2000), confirmando a existência de diferenças geoquímicas entre estes morfotipos

particulares. Os valores mais pesados de $\delta^{18}\text{O}$ do morfotipo II, também corroboram a idéia de *G. ruber* sl habitar maiores profundidades do que *G. ruber* ss. Os autores ainda comentam que apesar de os valores mais pesados encontrados na fração menor não serem estatisticamente significantes, eles ainda indicam um habitat mais profundo. Portanto, o morfotipo II provavelmente calcifica na camada sub-superficial (30–50 m), sugerido pela diferença máxima encontrada de 0,5‰ nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre os morfotipos.

Figura 2: Espécimens representativos dos três morfotipos de *Globigerinoides ruber* branca reconhecidos no estudo de Lowemark et al. (2005). Morfotipo I corresponde aproximadamente ao tipo sensu stricto de Wang (2000), enquanto morfotipo II corresponde a *G. ruber* sensu lato e morfotipo III corresponde ao tipo kummerforme de Hecht e Savin (1972) e Hecht (1974). (Lowemark et al., 2005).

O estudo de Steinke et al. (2005) comparou a razão Mg/Ca dos morfotipos de *G. ruber* branca ss e sl em sedimentos recentes e ao longo dos últimos 20 k.a. de amostras provenientes dos oceanos Índico e Pacífico. Os resultados indicaram que a temperatura de calcificação de *G. ruber* sl é aproximadamente 1 °C mais baixa que *G. ruber* ss, sugerindo novamente que *G. ruber* sl calcifica sua testa em maiores profundidades.

Sadekov et al. (2008) corroboram a diferença de temperatura registrada pelos morfotipos com base em análises de Mg/Ca, em sedimentos de topo de oito testemunhos da porção leste do Oceano Índico. Foram encontradas variações de até 3 °C entre os dois tipos, classificados neste estudo pelos autores como *G. ruber ruber* e *G. ruber pyramidalis*, correspondentes aos morfotipos *G. ruber* ss e *G. ruber* sl,

respectivamente. *G. ruber pyramidalis* apresentou de forma consistente concentrações mais baixas de Mg/Ca em relação a *G. ruber ruber* e abundância relativa crescente em direção aos pontos de estudo mais ao sul (menores temperaturas superficiais), até se tornar dominante na estação mais meridional. Foram observadas ainda que as menores diferenças entre as concentrações de Mg/Ca registradas pelas carapaças dos dois morfotipos são encontradas nos pontos localizados na zona tropical, onde ocorre uma termoclina marcante e mais rasa. Por outro lado, as diferenças dos valores da razão Mg/Ca entre os morfotipos foram maiores nos pontos localizados próximos a zonas frontais, entre massas d'água onde ocorrem expressivas variações sazonais de temperatura. Dessa forma, os autores propõem que as diferenças observadas nos sinais geoquímicos entre os morfotipos seriam reflexo não só das diferentes profundidades de habitats, mas também ou principalmente da variação sazonal das temperaturas superficiais marinhas.

Mohtadi et al. (2011) calcularam a profundidade de calcificação para *G. ruber* ss e sl através de análises de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca em espécimes de sedimentos recentes da porção leste tropical do Oceano Índico. Os autores encontraram valores entre 20 e 50 metros de profundidade para *G. ruber* ss e 50 metros de profundidade para *G. ruber* sl

Por outro lado, Numberger et al. (2009) encontraram um padrão inverso em um dos testemunhos analisados no Mar Mediterrâneo: nos sedimentos coletados em sua porção central, o morfotipo classificado como “*platys*” e que correspondente a *G. ruber* sl habita praticamente a mesma camada mais superficial do tipo “normal” (*G. ruber* ss) ou até mesmo menores profundidades. Já no testemunho coletado na parte leste do Mar Mediterrâneo, onde há o desenvolvimento sazonal de uma camada de mistura bem estratificada, que apresenta elevadas temperatura e salinidade, sugere-se que o morfotipo “*platys*” calcifica sua carapaça em maiores profundidades (em torno de 50 metros), que conforme os autores seria uma estratégia para evitar as águas superficiais mais oligotróficas. O estudo conclui que as preferências individuais de habitat dos morfotipos podem ser regionalmente variáveis, dependendo das condições oceanográficas (produtividade e estratificação, por exemplo) predominantes.

Mohtadi et al. (2009) realizaram análises isotópicas e de elemento-traço nos morfotipos de *G. ruber* branca em material proveniente de armadilhas de sedimento (*sediment traps*), na área dominada pela ressurgência de Java. Foram encontrados

valores geoquímicos bastante similares entre os morfotipos, assim como os padrões de fluxo obtidos durante o experimento. Porém os autores notaram que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ diferem significativamente no intervalo entre final de dezembro e início de janeiro, durante a estação de monções de Noroeste, indicando possivelmente que condições oceanográficas superficiais extremas de salinidade ou estratificação podem resultar em diferentes profundidades de habitats dos morfotipos de *G. ruber* branca.

Thirumalai et al. (2014) não encontraram evidências sistemáticas de discrepância significativas entre as profundidades de habitat dos morfotipos de *G. ruber* ss e *G. ruber* sl em amostras de superfície, de testemunho (Holoceno Superior) e armadilhas de sedimento no Golfo do México. Os autores acreditam que esta inconsistência com os estudos prévios sobre o tema possa estar relacionada à influência da ampla seleção latitudinal desses estudos, resultando em ciclos sazonais diferentes ao longo dos locais de amostragem, ao controle temporal pouco preciso das amostras de topo de testemunho e/ou possivelmente de um número limitado de amostras, poucos espécimes analisados por amostra e tratamento não muito rigoroso das incertezas.

Como exemplo é citado o trabalho pioneiro de Wang (2000) no Mar Sul da China, que utilizou 23 amostras de superfície coletadas em um amplo transecto, entre 6 e 22°N, onde há diferenças sazonais das condições oceanográficas superficiais e sub-superficiais entre o domínio tropical e sub-tropical. Além disso, o próprio estudo de Thirumalai et al. (2014) utiliza menor fração de tamanho (200 – 300 μm) dos espécimes selecionados para análises da abundância relativa e de geoquímica com relação aos estudos anteriores, somando mais uma barreira para a comparação direta com estes trabalhos, já que tamanho e ontogenia podem afetar significativamente a variabilidade nos sinais geoquímicos (Ravelo e Fairbanks, 1995; Elderfield et al., 2002; Richey et al., 2012).

3.4 Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico e variações desde o Último Máximo Glacial

A Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (ou *Atlantic Meridional Overturning Circulation* – AMOC) é um dos principais componentes do sistema climático global (Figura 3). Ela transporta quantidades importantes de calor ($1,33 \pm 0,4$ PW a 26 ° N) (Johns et al., 2011) do Atlântico tropical em direção ao norte até altas e médias latitudes do Hemisfério Norte. No inverno, parte desse calor é liberado para a atmosfera

relativamente fria no Atlântico Norte subpolar. Esta liberação de calor resulta em condições relativamente quentes nesta região em comparação com latitudes semelhantes do Pacífico Norte, com um aumento da temperatura do ar de até 10 °C em relação à média climatológica zonal (Rahmstorf e Ganopolski, 1999), demonstrando a importância climática da AMOC.

As águas superficiais e intermediárias que compõem o ramo da AMOC que flui para norte, entram no Atlântico Sul a partir do Pacífico através da Passagem Drake (incluindo a Água Intermediária Antártica e Água Modal Subantártica) e a partir do Oceano Índico, via vazamento das Agulhas; essas duas vias são referidas como rota “fria” e “quente”, respectivamente (de Ruijter et al., 1999).

O oceano Atlântico é de particular interesse, pois a Água Profunda do Atlântico Norte (*North Atlantic Deep Water* – NADW), que é um dos principais elementos condutores da intensidade da circulação termohalina global, é formada na sua porção norte (Mar do Labrador e região situada entre a Groenlândia, Islândia e Noruega).

No oceano moderno, duas massas de água dominam o Oceano Atlântico: a APAN e Água de Fundo Antártica – AFA (*Antarctic Bottom Water* – AABW). A APAN é composta por duas componentes. A componente superior é formada no Mar do Labrador e a componente mais densa e inferior origina-se nos mares nórdicos através dos processos de subsidência e mistura com as águas do oceano Ártico. Ambas as componentes se deslocam para o sul como a corrente de contorno oeste profunda do Atlântico, ocupando as profundidades de 1500 a 4000 m. Em contraste, a AFA se origina nas plataformas continentais da Antártica, onde a formação de gelo no mar aumenta a densidade da água, causando a subsidência desta. A AFA flui em direção ao norte no Atlântico, abaixo da APAN.

Uma questão de interesse de longa data na paleoclimatologia é a configuração da AMOC no oceano Atlântico durante condições climáticas extremas, como o Último Máximo Glacial (UMG, 23 – 19 ka) e o Evento *Heinrich 1* (HS1 – *Heinrich Stadial 1*, 19 – 14,7 ka, Stern e Lisieck, 2016). De fato, diversos estudos têm demonstrado que a configuração da AMOC nestes períodos foi diferente da configuração atual (*e.g.* Curry e Oppo, 2005; Lynch-Stieglitz et al., 2007; Marchal e Curry, 2008).

Figura 3: Desenho esquemático da circulação termohalina global. Correntes superficiais (em vermelho) fluem transportando calor para as três principais áreas de formação de águas profundas: Atlântico Norte, Mares de Weddell e Ross (círculos amarelos), onde recirculam em profundidade (correntes subsuperficiais em azul e de fundo, em lilás). Áreas destacadas em verde indicam salinidades superiores a 36‰ e em azul, inferiores a 34‰ (Rahmstorf, 2002).

De acordo com Rahmstorf (2002) e Bohm et al. (2015), durante o último ciclo glacial três modos distintos de intensidade, estratificação oceânica e formação de águas profundas prevaleceram no Atlântico, como resposta a imensos fluxos de água de degelo no oceano, sob diferentes condições climáticas (Figura 4):

- A. Modo quente ou interglacial (*warm mode*): neste modo, o qual é observado atualmente e durante todo o Holoceno, a formação de água profunda no Atlântico Norte está no seu modo mais ativo e intenso e a Água Profunda do Atlântico Norte – APAN ocupa até os 4 mil metros de profundidade no oceano Atlântico, circulando em direção à Antártica.
- B. Modo frio ou glacial (*cold mode*): neste modo, a formação da massa d'água profunda ocorre mais ao sul, em regiões oceânicas abertas subpolares (sul da Islândia) devido à expansão da cobertura de gelo e em menores profundidades (até 3 mil metros), pois as correntes que ali chegam não atingem densidade crítica suficiente para alcançar ambientes profundos e então ocupam profundidades inferiores (águas intermediárias). A massa d'água formada equivalente a APAN é denominada *GNAIW – Glacial North Atlantic Intermediate Water* e como consequência, a porção mais profunda da bacia é ocupada pela massa d'água de origem austral (AFA).

C. *Off* ou *Heinrich mode*: neste modo, a formação da APAN teria diminuído drasticamente ou estaria próxima de ser totalmente interrompida, devido à redução da densidade das águas superficiais, como resposta a expressivos pulsos de degelo. Na ausência da APAN, as porções mais profundas no Atlântico seriam inteiramente ocupadas pelas águas de origem antártica (AFA). Esta configuração nos últimos 26 ka teria ocorrido durante os eventos *Heinrich 1* e *Younger Dryas*.

Figura 4: Diferentes configurações da AMOC, através da interação entre as massas d'água de norte (em vermelho) e de sul (em azul) (Rahmstorf, 2002).

O evento *Heinrich 1* (19 – 14,7 ka), assim como os outros eventos *Heinrich*, são descritos como oscilações climáticas de escala milenar, identificados inicialmente em registros sedimentares do Atlântico Norte pela presença anômala marcante de detritos glaciais (*Ice Rafted Debris*) (Bond et al., 1992). Estes eventos coincidem temporalmente com o padrão das flutuações climáticas documentadas a partir de testemunhos de gelo

da Groenlândia, as quais mostram diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, indicando quedas nas temperaturas atmosféricas (Bond et al., 1993). Portanto, como esses aportes maciços de gelo para os oceanos não ocorreram em condições climáticas mais amenas, como era de se esperar, acredita-se que estes eventos são consequência do crescimento das geleiras até um ponto crítico, seguido de instabilidade e colapso de sua estrutura, resultando num fluxo anômalo de água doce para o oceano Atlântico Norte (Alley e MacAyeal, 1994).

O *Younger Dryas* (12,9 – 11,5 ka, Rasmussen et al., 2006) marca um resfriamento anômalo do clima e é descrito muitas vezes como um breve retorno às condições glaciais. A sua ocorrência estaria relacionada à retração do manto de gelo Laurenciano (*Laurentide Ice Sheet*) e consequente liberação de grandes quantidades de água doce para o oceano Atlântico Norte (Carlson et al., 2007). Este evento foi inicialmente reconhecido nos registros de pólen do noroeste da Europa, e agora é comumente identificado por uma expressiva excursão negativa de até 3‰ nos registros isotópicos de testemunhos de gelo da Groenlândia, o que equivale a um resfriamento de aproximadamente 9°C (Alley, 2000).

Ambos eventos, portanto, são marcados por um grande fluxo de água de degelo na porção mais norte do Atlântico Norte, que possivelmente afetaram a formação da APAN e levaram ao enfraquecimento da AMOC. Esses eventos climáticos tiveram um alcance global, abrangendo as bacias oceânicas e os continentes de ambos os hemisférios (e.g. Blunier e Brook 2001; Kienast et al. 2006; Wang et al. 2004; Peterson et al. 2000).

4 ÁREA DE ESTUDO

4.1 Contexto Geomorfológico e Sedimentar

A região objeto deste estudo encontra-se na margem continental sudeste brasileira, a qual é descrita por Zemruscki (1979) como sendo uma margem caracterizada por províncias normalmente amplas, de gradientes suaves, cuja quebra da plataforma se dá de maneira não abrupta. O talude apresenta baixo declive, de perfil ligeiramente côncavo, tratando-se de margem continental com enquadramento típico numa categoria genérica de deposicional (tipo III- Secundária), na classificação de Fairbridge (1966). A largura máxima da plataforma nesta região localiza-se no setor do

Embaçamento de São Paulo, aproximadamente na altura de Santos, com 230 km de extensão. No Embaçamento, a quebra da plataforma ocorre entre 120 e 180 m de profundidade e o talude continental apresenta uma largura aproximada de 70 km em sua porção mediana, com uma declividade entre 1° e 2°.

O alinhamento da Serra do Mar em relação à linha de costa atual reflete o tamanho reduzido da planície costeira e a orientação das isóbatas. Como consequência do soerguimento da Serra do Mar na porção sudeste do Brasil, a maior parte das bacias de drenagem da plataforma continental sudeste fluem em direção ao interior do Brasil, alimentando a bacia de drenagem do Rio Paraná - La Plata. Dessa forma, um pequeno número de rios drena diretamente para o mar na plataforma continental sudeste (Emílson, 1961; Mahiques *et al.*, 2004). Sendo assim, os processos sedimentares em margens passivas com descargas fluviais limitadas, são controlados principalmente pelo deslocamento de massas de água e correntes, taxas de produção primária, mudanças no nível relativo do mar e clima nas áreas emersas adjacentes. Todos esses fatores controlam o aporte e a redistribuição dos diferentes componentes do sedimento. (Mahiques *et al.*, 2004).

A região da ilha de São Sebastião marca o limite entre duas zonas sedimentares distintas na margem continental sudeste brasileira, as quais são caracterizadas por diferenças tanto na fração orgânica quanto na inorgânica dos sedimentos. Dados mineralógicos, sedimentológicos e de radionuclídeos indicam que os processos deposicionais na plataforma até 27°S estão associados à penetração sazonal da pluma do Rio da Prata, sendo esta a principal fonte de terrígenos (Mahiques *et al.*, 2004). Ao norte da ilha, ainda de acordo com estes autores, foi descrita uma maior heterogeneidade dos sedimentos, como resposta a uma hidrodinâmica mais complexa, principalmente na plataforma média e interna. A distribuição da fração orgânica da plataforma interna está ligada ao processo de ressurgência costeira de Cabo Frio, bem como a outros processos costeiros. Já a distribuição dos sedimentos da plataforma média e externa é resultado do menadramento mais vigoroso da Corrente do Brasil na região.

Nas profundidades acima de 300 m, altas concentrações de calcita indicam a diminuição progressiva da deposição de terrígenos em direção à plataforma externa e talude superior (Nagai *et al.*, 2014), com a predominância de sedimentos arenosos com

altas concentrações de sedimentos biolitolásticos (CaCO_3 >50% e 70%) e bioclásticos (CaCO_3 >70%) (Mahiques et al., 2011).

4.2 Circulação Oceânica e Massas d'Água

Assim como em outros oceanos, as correntes oceânicas em grande escala no Atlântico Sul são representadas por um conjunto de fluxos de massas d'águas relativamente ordenados, causados pela interação entre as forças relacionadas aos ventos atmosféricos, ao movimento de rotação da Terra, e à diferença de densidade das próprias massas d'águas existentes neste oceano. O equilíbrio atual dessas forçantes resultam nos seguintes principais sistemas de correntes oceânicas superficiais no Atlântico Sul (Peterson e Stramma, 1991; Stramma e England, 1999) (Figura 5):

- Giro Subtropical: sistema de correntes superficiais e sub-superficiais formando um giro anticiclônico que cobre toda a região do Atlântico Subtropical, composto pela Corrente do Brasil a oeste, por parte da Corrente do Atlântico Sul na borda sul, pela Corrente de Benguela a leste e pela Corrente Sul-Equatorial na borda norte do giro;
- Frente Subtropical: marca o encontro entre parte da Corrente do Atlântico Sul e a Corrente das Agulhas em região próxima à margem do continente africano, seguindo para o Oceano Índico;
- Frente Subantártica: composta por correntes frias que atravessam a passagem de Drake e se dividem em ramo sul, o qual segue para leste e forma a Frente Polar, e em ramo norte, o qual segue para norte sobre a margem continental argentina e forma a Corrente das Malvinas (CM), que por sua vez, encontra a Corrente do Brasil na latitude 35°S (Zona de Confluência Brasil-Malvinas) e volta-se novamente para sul e em seguida para leste, para finalmente se tornar a Corrente Circumpolar Antártica.

Figura 5: Circulação superficial marinha no Atlântico Sul. (Modificado de Stramma e England, 1999).

Estas feições oceanográficas mencionadas transportam basicamente três principais massas d'água nos 1.500 metros superficiais da coluna d'água (Figura 6): a Água Tropical (AT), a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e a Água Intermediária Antártica (AIA).

A AT se distribui por 200 metros superficiais da coluna d'água em latitudes tropicais e subtropicais, apresentando tanto elevadas temperaturas (entre 22°C e 28°C) como altas salinidades (em torno de 37), como consequência da intensa radiação solar e excesso de evaporação em relação à precipitação, característicos do Atlântico tropical, seu local de formação. Essa massa d'água é ainda caracterizada por apresentar baixas quantidades de nutrientes, sendo formada na Corrente Sul-Equatorial e transportada superficialmente para latitudes subtropicais através da Corrente do Brasil (Silveira et al., 2000).

A ACAS se distribui pelas profundidades da camada da picnoclina (entre 200 e 800 m) também em latitudes tropicais e subtropicais, apresentando temperaturas entre 5°C e 18°C, salinidades entre 35 e 36 (Miranda, 1985), e riqueza em nutrientes. Segundo Stramma e England (1999), ela se forma pelo ramo da Corrente das Malvinas que, devido

a sua maior densidade, afunda na confluência com a Corrente do Brasil, segue sentido leste abaixo da camada da AT e se espalha para norte após encontrar influência da AIA.

Figura 6: Esquema do fluxo das principais massas d'água da porção oeste do Atlântico Sul, entre 0 e 1500 metros (Silveira et al., 2000; Miranda, 1985; Stramma e England, 1999).

A ACAS é uma massa de água subsuperficial, mas pode ser observada nas camadas superficiais próximas à margem continental africana devido a um intenso sistema de ressurgência costeira ao longo da costa (Schell, 1970). Já na margem continental sul-americana, esta massa d'água subsuperficial é transportada pela Corrente Sul-Equatorial (localizada significativamente mais a sul que na superfície), a qual bifurca-se ao encontrar a cadeia Vitória-Trindade. Seu ramo norte segue para norte e forma a Subcorrente Norte do Brasil e seu ramo sul entra na CB e segue de volta para a convergência com a CM. Na costa brasileira, a ACAS também ressurgiu na superfície

em pontos isolados, devido aos ventos e às instabilidades do fluxo da CB causada pelas irregularidades da margem continental brasileira (Schmid et al., 1994).

A AIA faz parte do ramo mais profundo do giro oceânico subtropical do Atlântico Sul e se distribui entre 800 m e 1500 m de profundidade, apresentando temperaturas entre 4°C e 6°C, salinidades inferiores a 34,5, e alta riqueza em nutrientes. Forma-se na Zona de Convergência Subantártica em torno da latitude de 55°S onde, de forma análoga a ACAS, afunda na região de convergência com a CB e se espalha para norte pela camada entre 800 m e 1500 m de profundidade. Nestes níveis, o giro subtropical é ainda mais curto que nos níveis da ACAS, e a Corrente de Benguela apresenta-se de forma separada da Corrente Sul-Equatorial, atingindo a margem brasileira e bifurcando-se entre as latitudes de 28°S e 25°S (Stramma e England, 1999; Silveira et al., 2000).

Abaixo dos 1500 metros de profundidade no Oceano Atlântico Sul, encontramos ainda mais duas massas d'água que são transportadas por correntes profundas originadas predominantemente por variações termohalinas: a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e a Água de Fundo Antártica (AFA).

A APAN é formada pelo afundamento das águas superficiais em regiões próximas à Groenlândia e ao Mar Labrador, e é transportada pelas correntes profundas da Circulação Termohalina para o Atlântico Sul, onde ocupa profundidades entre 1500 m e 3500 m em latitudes tropicais e subtropicais. Após atingir a Zona de Confluência Brasil – Malvinas, este transporte segue para leste no sentido do Oceano Índico. Apresenta temperaturas em torno de 4 °C, salinidade em torno de 35 e baixa quantidade de nutrientes (Tomczak e Stuart, 2003).

Por fim, a AFA é formada pelo afundamento das águas densas em torno do continente antártico onde as águas em superfície estão próximas ao ponto de congelamento e recebem o sal oriundo da formação do gelo marinho, ocupando camadas com profundidades maiores que 3500 m. Após seu afundamento, segue sentido norte sob todas as outras massas de água mencionadas anteriormente (Gordon, 2001).

4.2.1 Circulação oceânica na margem continental sudeste brasileira

A circulação superficial na região de estudo é dominada por marés de baixas amplitudes, pelos ventos de nordeste e pela Corrente do Brasil (CB) que flui na direção

sul e nas proximidades da quebra da plataforma, em torno da isóbata de 200 m (Matano et al., 2010). Embora a região não apresente nenhuma descarga fluvial significativa, a porção sul da margem apresenta intrusões de águas de baixas salinidades, proveniente do Rio da Prata (Piola et al., 2000). A circulação sobre a plataforma interna é predominantemente dominada pelos ventos locais, enquanto as plataformas média e externa são mais influenciadas pela CB (Palma and Matano, 2009).

Embora muito mais fraca que a Corrente do Golfo, em termos de transporte de volume, a CB apresenta-se bastante energética na região. A mudança na orientação da linha de costa de norte-sul para aproximadamente leste-oeste em torno de Cabo Frio induz um padrão de menandramento da CB, que freqüentemente se torna instável formando vórtices ciclônicos e anticiclônicos (Campos et al., 1995). Os vórtices ciclônicos são responsáveis pelo bombeamento da ACAS do talude para a plataforma continental, no fenômeno conhecido como ressurgência de quebra de plataforma (Campos et al., 2000).

Além da CB, outra feição importante na região de estudo é o Sistema de Ressurgência de Cabo Frio, que traz a ACAS para profundidades menores, chegando a atingir a superfície do oceano na região da Plataforma Continental Sudeste (Emílson, 1956; 1961) e alterar significativamente as características físico-químicas e nutricionais das águas na região (Matsuura, 1996) (Figura 7). Nesta região, os ventos de NE induzem frequentemente a subida da ACAS à superfície durante as estações de primavera e verão, criando núcleos de ressurgência na superfície do mar que podem chegar a temperaturas até 10 °C mais fria do que a água adjacente (Rodrigues e Lorenzetti, 2001). Este padrão é quebrado durante as passagens de frentes frias, que geram ventos de quadrantes Sul e Sudoeste e induzem o processo inverso da ressurgência, denominado de subsidência.

Figura 7: Imagem de satélite AVHRR da Temperatura da Superfície do Mar, exemplificando as ressurgências costeiras ao largo do Cabo de São Tomé e de Cabo Frio (Calado et al., 2010)

4.3 Circulação atmosférica

As principais feições e estruturas atmosféricas que podem atuar na região de estudo ou influenciar as condições temporais e climáticas são o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e os ciclones extratropicais oriundos dos Ventos do Oeste (*westerlies*).

O Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) é um sistema de ventos em escala global que forma um grande giro anticiclônico, com um centro de alta pressão atmosférica localizado entre a América do Sul e a África (Figura 8). Este centro é formado pela convergência dos ventos defletidos pela força de Coriolis e move-se zonalmente de acordo com as estações do ano (Bastos, 2000), posicionando-se em torno da latitude 30°S. Segundo Degola (2013), essa variação latitudinal do centro e de todo o sistema atinge posições mais a norte com maiores pressões durante os meses de inverno austral, e posições mais a sul com menores pressões nos meses de verão austral. Em relação à variação longitudinal do centro do ASAS, não é possível observar comportamento sazonal. A massa de ar associada a este sistema é a Massa Tropical Atlântica, a qual forma-se sobre oceanos Atlântico e Pacífico, e apresenta subsidência do ar quente e seco (na camada superior) sobre uma camada inferior de ar úmido e menos quente. O limite entre essas camadas fica entre 500 m e 1500 m de altura. Porém, de forma geral, esta massa é caracterizada como quente, úmida e ascendente.

Figura 8: Carta sinótica de superfície, mostrando alguns sistemas atmosféricos da região de estudo.
ASAS: Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul; **B:** sistemas de baixa pressão (CPETEC/INPE).

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) consiste em um sistema atmosférico em escala global de circulação definido como um corredor de ventos nas adjacências da Linha do Equador com fluxo de leste para oeste (Uvo e Nobre, 1989) (Figura 9). Este corredor é formado pela convergência entre os ventos alísios de SE e NE, e engloba toda a faixa equatorial do planeta. A massa de ar associada a este sistema é a Massa Equatorial Atlântica, quente e úmida, a qual é formada sobre oceanos Atlântico e Pacífico. Assim como todos os sistemas em grande escala, a ZCIT apresenta variação sazonal de sua posição ao longo do ano, tendo no verão austral sua localização mais a sul, próximo a linha do equador, e no inverno, sua posição mais a norte.

O Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) é um sistema de circulação atmosférico de larga escala sobre o continente (Figura 9). Durante o verão austral, o maior contraste térmico entre o continente e a região oceânica adjacente favorece a entrada de umidade vinda do oceano, a qual é reciclada na floresta amazônica e trazida para a região sul-sudeste do Brasil por jatos de baixos níveis. Portanto, entre novembro e fevereiro, ocorrem as maiores precipitações em grande parte do território brasileiro, definindo a estação de verão chuvosa (Zhou e Lau, 1998; Vera et al., 2006).

A ZCIT atua como um importante modulador da intensidade do SAMS, sendo o principal condutor de fluxo de umidade para abastecer a atividade de convecção sobre a região do SMAS. Desta forma, a localização e a intensidade da ZCIT são muito importantes. Uma posição mais ao sul leva a um maior fluxo de umidade para a porção tropical do continente sulamericano e aumenta a atividade convectiva sobre o principal domínio de monções (Marengo et al., 2012). A fase “madura” do SAMS, com máxima precipitação ocorre entre os meses de dezembro e fevereiro, em associação à Zona de Convergência do Atlântico Sul (Vera et al., 2006).

Figura 9: Principais sistemas de circulação atmosféricos que atuam sobre as regiões oceânica e continental na porção oeste do Atlântico Sul. **ZCIT**: Zona de Convergência Intertropical; **SAMS**: Sistema de Monção da América do Sul e **ZCAS**: Zona de Convergência do Atlântico Sul. (Novello et al., 2017).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é um sistema de média a grande escala definida como um corredor de nebulosidade persistente sobre uma faixa que se estende do sul da região amazônica até a região central do Atlântico Sul (Figura 9),

orientando-se na direção NW-SE (Kousky, 1988). É formada pela convergência na baixa troposfera entre os ventos provindos de NE do sistema ASAS e os ventos de SW do sistema da Alta da Bolívia. Sua persistência pode ter um período de 3 a 10 dias. São associadas a uma camada inferior úmida, espessa e baroclínica, localizadas na fronteira das massas de ar tropicais úmidas, em regiões de forte gradiente de umidade e com geração de instabilidade convectiva por advecção diferencial (Kodama, 1992).

Os Ciclones Extratropicais são definidos como sistemas meteorológicos de escala sinótica com um centro de baixa pressão atmosférica, que ocorrem ocasionalmente em uma determinada faixa do planeta englobando todas as regiões de latitudes médias. São formados pelo desprendimento de instabilidades associados à zona baroclínica dos jatos de oeste (*westerlies*), e geralmente propagam-se para Nordeste ou Leste (Reboita, 2008). Os ciclones extratropicais transportam ar mais frio para as regiões subtropicais e tropicais, constituindo-se, assim, em uma importante contribuinte atmosférico de manutenção do equilíbrio térmico em escala global (entre as regiões equatoriais e polares). A ocorrência destes sistemas meteorológicos influencia diretamente a hidrodinâmica dos oceanos de forma localizada, podendo alterar temporariamente o padrão de transporte de água nas regiões por onde passa.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Seleção dos testemunhos

Para o presente estudo, foram utilizados dois testemunhos a pistão, GL-824 e GL-854, coletados pela Petrobras nos taludes das Bacias de Campos e Santos, respectivamente (Figura 10 e Tabela 1).

O testemunho GL-824, coletado ao sul da Bacia de Campos é o testemunho principal desta tese, e compreende os últimos 26 mil anos. Nele foram feitas as análises da assembleia total de foraminíferos planctônicos, de isótopos de oxigênio e carbono e de Mg/Ca em *G. ruber* ss e em algumas amostras selecionadas de *G. ruber* sl, para comparação. Contudo, como as amostras deste testemunho não apresentava um número de espécimes de *G. ruber* suficientes para um estudo robusto de análise dos morfotipos, utilizou-se adicionalmente amostras de um segundo testemunho, o GL-854, coletado na Bacia de Santos e que compreende os últimos 770 mil anos. Neste testemunho, foram feitas somente análises de isótopos de oxigênio e carbono nos morfotipos de *G. ruber*. Deste modo, exceto por este aspecto, todo o trabalho é focado no testemunho GL-824.

5.2 Amostragem e Processamento inicial das amostras

Ambos os testemunhos foram amostrados a intervalos de 5 cm, totalizando 400 amostras para o GL-824 e 407 amostras para o GL-854.

No testemunho GL-824, a análise da fauna total de foraminíferos planctônicos foi realizada nas 400 amostras e para as análises geoquímicas, 100 amostras foram selecionadas ao longo do testemunho.

No testemunho GL-854, apenas os primeiros 1600 cm do testemunho foram considerados neste estudo e para as análises de isótopos estáveis, foram selecionadas 37 amostras ao longo deste intervalo.

Tabela 1: Testemunhos marinhos utilizados neste estudo

Testemunho	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Profundidade (m)	Recuperado (cm)
GL-824	23,48	41,13	532	2015
GL-854	25,2	42,61	2220	2037

Figura 10: Localização dos testemunhos GL-824 e GL-854 que são utilizados neste estudo e Temperatura da Superfície do Mar (TSM °C) durante o verão (A) e inverno (B) na porção oeste do Atlântico Sul (Locarnini et al., 2010).

No LaPAS/IOUSP as amostras sedimentares foram colocadas na estufa a 60 °C por aproximadamente 24 horas. Este processo facilita a desagregação das amostras que estão bastante compactadas. Posteriormente estas amostras foram lavadas com água destilada em peneira de 63 μm para retirada do sedimento fino e posteriormente secas em estufa sob temperatura em torno de 60°C. O sedimento fino (menor que 63 μm) foi armazenado e poderá ser utilizado futuramente para análises geoquímicas e de outros grupos de microfósseis (por exemplo, nanofósseis calcários).

Em seguida, o sedimento maior que 63 μm , já seco, foi peneirado sobre a malha de 150 μm e armazenados em pequenos frascos devidamente identificados. Foraminíferos planctônicos de menor tamanho que 150 μm são geralmente difíceis de serem identificados e consomem muito tempo para serem quantificados. Para minimizar erros devido a incertezas taxonômicas, o CLIMAP (1976) recomenda o uso da fração maior que 150 μm . Esta prática tem sido seguida desde então e uma enorme quantidade de dados paleoceanográficos foi gerada utilizando este procedimento (Kucera et al., 2005). Esta metodologia padrão é ainda essencial para estudos que utilizam calibrações ambientais baseadas na abundância das espécies, como as funções de transferência. O conjunto de dados para calibração do projeto MARGO (*Multiproxy*

approach for the reconstruction of the glacial ocean surface), por exemplo, inclui 26 categorias taxonômicas quantificadas na fração maior que 150 µm.

5.3 Análise da Assembléia Total de Foraminíferos Planctônicos e Análise Fatorial

Após efetuado o procedimento de peneiramento a seco sobre a malha de 150 µm, descrito no item anterior, seguem-se as etapas de triagem e identificação em nível de espécie dos foraminíferos planctônicos.

A fração do sedimento maior que 150 µm das 400 amostras foi então quarteada e despejada sobre uma bandeja (*picktray*), onde os foraminíferos planctônicos foram contados e re-quarteados até que a fração obtida apresentasse entre 300 e 500 espécimes de foraminíferos planctônicos. Em seguida, os foraminíferos foram triados e armazenados em lâminas micropaleontológicas, onde foram identificados em nível de espécie e contabilizados, seguindo os critérios taxonômicos de Bé (1977); Bolli e Saunders, (1989); Hemleben *et al.* (1989) e Kemle von Mücke e Hemleben (1999). Posteriormente, foi realizada a conversão dos valores absolutos em abundância relativa, ou seja, porcentagem em relação à quantidade total de espécimes da amostra quarteada. No total foram identificadas 29 espécies e morfotipos de foraminíferos planctônicos.

Para uma análise mais objetiva e sintética das variações das espécies de foraminíferos planctônicos ao longo do tempo, foi aplicada uma Análise Fatorial nos dados de abundância relativa. Em análises que abrangem um amplo conjunto de variáveis, são necessários muitos parâmetros a para a descrição das características e informações. Com a Análise Fatorial, essas variáveis podem ser agrupadas de forma que aquelas que apresentem forte correlação fiquem no mesmo grupo, e aquelas que apresentem fraca correlação fiquem em grupos separados. Portanto essa técnica estatística descreve a covariância entre as variáveis existentes, e reduz o número de variáveis transformando-os em fatores ou variáveis “sintéticas” (Tabachnick e Fidell, 2013). A interpretação dos fatores então é realizada observando a relação entre estes e as variáveis iniciais associadas, ou seja, as espécies e suas preferências ecológicas descritas na literatura.

Como muitos conjuntos de dados foraminíferos são esparsos (por exemplo, tendo muitas espécies presentes em poucas abundâncias em algumas amostras), os estudos na área muitas vezes eliminam espécies raras da análise para melhorar a resposta analítica. Tradicionalmente, as espécies presentes em abundância inferior a 1 ou 2% são eliminadas. Às vezes, adota-se esse procedimento apenas quando a abundância é baixa em mais de 50% das amostras (Parker e Arnold, 2003; Kuroyanagi et al., 2004). Para o presente estudo, portanto, apenas as espécies que apresentaram abundância relativa média superior a 1% foram consideradas.

A análise foi feita no software Statística®, tendo sido utilizados como método de extração o de Componentes Principais e a rotação ortogonal VARIMAX, que maximiza a variação nas cargas fatoriais, tendo assim o efeito de deixar cada fator caracterizado por poucas entidades com altas cargas (Parker e Arnold, 2003; Ijiri et al., 2005; Montserrat et al., 2011)

Adicionalmente, foram incluídos nesta tese os resultados de abundância relativa dos morfotipos de *G. ruber* branca realizados por Alegretti (2015). Para esta análise, foram selecionadas 65 amostras ao longo do testemunho GL-824, onde os espécimes de *G. ruber* branca presentes nas amostras já quarteadas foram diferenciados entre *G. ruber* ss e *G. ruber* sl, seguindo a definição de Wang (2000). A abundância relativa de cada morfotipo foi calculada dividindo-se o número de espécimes de cada morfotipo pelo total de espécimes de *G. ruber* branca, de acordo com as seguintes equações:

$$G. ruber s.s. (\%) = \frac{n^{\circ} \text{ de espécimes de } G. ruber ss}{n^{\circ} \text{ total de espécimes de } G. ruber \text{ branca}}$$

$$G. ruber s.l. (\%) = \frac{n^{\circ} \text{ de espécimes de } G. ruber sl}{n^{\circ} \text{ total de espécimes de } G. ruber \text{ branca}}$$

5.4 Cálculo da Paleotemperatura pela Técnica do Análogo Moderno

Para o cálculo das paleotemperaturas, foi aplicada a Técnica do Análogo Moderno (TAM ou *Modern Analogue Technique – MAT*, em inglês) nos dados de censos de fauna de foraminíferos planctônicos, conforme descrito no item anterior, utilizando o Software C2 (Juggins, 2003) e uma base de dados essencialmente provenientes de

amostras de superfície (*core top*) do Oceano Atlântico Sul, compiladas pelos projetos CLIMAP e MARGO (n=464).

Para a base de dados foram considerados os topos de testemunhos apenas do Oceano Atlântico Sul, devido ao endemismo faunal (Darling et al., 2000) e pronunciadas diferenças nas características oceanográficas em outras bacias. A espécie *G. ruber* morfotipo rosa, por exemplo, bastante abundante nos oceanos atuais e no registro fóssil do Oceano Atlântico encontra-se extinta na região Indo-Pacífica desde o Estágio Isotópico Marinho (EIM) 5e (Thompson, 1981). A espécie *Globoquadrina hexagonus* é outro exemplo de endemismo, estando presente somente nos Oceanos Índico e Pacífico (Hemleben et al., 1989). Segundo Ortiz e Mix (1997), o erro reproduzido pela TAM da ordem de $\pm 1,5^\circ$ aplicado em uma base de dados com calibração global, pode diminuir com o aumento da especificidade da base de dados.

No presente trabalho, as dissimilaridades dos análogos foram calculadas utilizando-se como medida de distância o “*Square Chord distance*” e as paleotemperaturas estimadas foram obtidas pela média ponderada dos 10 melhores análogos das amostras de topo da base de dados. O desempenho do modelo foi avaliado pelo método de validação cruzada do tipo “*leave-one-out*”.

5.5 Modelo de Idade

Para o modelo de idade do testemunho GL-824, foram realizadas 10 análises de ^{14}C em amostras monoespecíficas de *G. ruber*, da fração $>150\ \mu\text{m}$ e sem distinção entre morfotipos. Em duas amostras, onde não foram encontrados espécimes suficientes de *G. ruber*, foram utilizados também exemplares da espécie planctônica *G. sacculifer*, que assim como *G. ruber* é uma espécie de ambiente tropical e que habita a zona fótica da coluna d’água (Hemleben et al., 1989). As análises foram realizadas no *National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry* (NOSAMS-WHOI), Estados Unidos. As idades radiocarbono foram calibradas com o programa Calib 7.1 (Stuiver e Reimer, 1993), utilizando a curva Marine 13 (Reimer et al., 2013). Em seguida, foi feita uma interpolação linear entre os intervalos datados.

Para o testemunho GL-854, o modelo de idade foi construído de acordo com o alinhamento dos dados de isótopos de oxigênio em carapaças de foraminíferos

bentônicos (*C. wuellerstorfi*) com a curva de referência global LR04 (Lisiecki e Raymo, 2005) através do programa computacional de análise de séries temporais (AnalySeries 2.0.4.2. para Mac, Paillard *et al.*, 1996) para efetuar o ajuste dos dados isotópicos. Foram realizadas análises de radiocarbono em três amostras do topo deste testemunho para auxiliar no estabelecimento do modelo de idade. As análises foram realizadas na Universidade da Califórnia - EUA (*Earth and Planetary Sciences- Stable Isotope Laboratory*). Os detalhes da metodologia e resultados estão publicados em Toledo *et al.* (2016).

5.6 Análise de Mg/Ca e Temperatura da Superfície do Mar

Para as análises de Mg/Ca, cerca de 30 espécimes de *G. ruber* branca ss foram triados da fração de tamanho entre 250 e 350 μm , nas mesmas 100 amostras selecionadas para as análises isotópicas, de modo a conter uma massa igual ou superior a 0,4 mg. Foram selecionadas, preferencialmente, as carapaças que não apresentavam contaminação visível por óxidos de Mn e Fe quando visualizadas na lupa. Para o estudo das diferenças geoquímicas dos morfotipos de *G. ruber* branca foram feitas análises de Mg/Ca nas mesmas 8 amostras selecionadas para análises de isótopos estáveis do testemunho GL-824.

O protocolo de limpeza seguido foi o “Oxidativo”, também conhecido como “protocolo de limpeza para Magnésio” (Elderfield e Ganssen, 2000; Barker *et al.*, 2003). Inicialmente as carapaças de cada amostra foram posicionadas entre duas lâminas de vidro e gentilmente quebradas. Em seguida, foram armazenadas em *eppendorfs* previamente lavados com ácido nítrico 10% e água destilada. Todas as etapas do processo de limpeza foram realizadas dentro da capela de exaustão; isto reduz, e geralmente, elimina o risco de inalação dos gases tóxicos produzidos pela manipulação dos produtos químicos.

Na primeira etapa do processo de limpeza, denominada “Remoção das Argilas” (*Clay Removal*) as amostras foram limpas com água ultrapura Milli-Q (três vezes), seguida por uma limpeza com metanol (duas vezes) e novamente limpas com água ultrapura (duas vezes). A cada lavagem, o rack com as amostras era colocado em um banho de ultrassom por 30 segundos. A diferença de densidade dos líquidos utilizados na limpeza permite que diferentes frações de argila sejam retiradas das amostras.

A segunda etapa, “Oxidativa” (*Oxidative Cleaning*), consistiu na remoção da matéria orgânica através da adição de uma solução de peróxido de hidrogênio e hidróxido de sódio. As amostras em solução foram aquecidas em banho-maria por 10 minutos no total e ultrasonificadas. Ao final do processo as amostras foram lavadas com água ultrapura Milli-Q (três vezes).

A terceira e última etapa do processo de limpeza, “Lixiviação ácida fraca” (*Weak Acid Leaching*) teve por objetivo eliminar qualquer material contaminante que tenha ficado adsorvido nas testas. Para tanto, foi adicionado ácido nítrico diluído (HNO_3 0,001 M) às amostras, que foram posteriormente ultrasonificadas por 30 segundos. Após essa lixiviação elas foram lavadas (três vezes) com água ultrapura Milli-Q para evitar maior dissolução da amostra.

A dissolução final das amostras foi feita somente no dia anterior à análise, em ácido nítrico ultra-puro (1%). Em seguida as amostras foram centrifugadas por 5 minutos (6000 rpm) e a solução foi transferida para tubos de ensaio limpos, prontas para serem analisadas. O equipamento utilizado para análise foi um espectrômetro de massa com fonte de plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) Perkin-Elmer Elan-6000. A precisão do método, obtida através de repetidas análises de uma solução padrão, foi de 0,09 mmol/mol.

Para converter as concentrações de Mg/Ca em temperaturas, foi utilizada a calibração proposta por Anand et. al. (2003) para *G. ruber* branca, de fração de tamanho entre 250-350 μm :

$$\text{Mg/Ca} = 0,34 \times \exp(0,102 \times T)$$

5.7 Análise de isótopos estáveis (oxigênio e carbono)

Para as análises de isótopos estáveis do testemunho GL-824, foram selecionadas 100 amostras. Em cada amostra, cerca de 10 exemplares de *G. ruber* branca ss (Wang, 2000) foram triados da fração entre 250 e 350 μm .

Para o estudo das diferenças geoquímicas dos morfotipos de *G. ruber* branca, cerca de 10 exemplares de cada morfotipo (ss e sl) da fração entre 250 e 350 μm foram selecionados para as análises isotópicas. No testemunho GL-854 foram selecionadas 40

amostras ao longo das profundidades 0 e 1600 cm, que compreende os últimos 470 mil anos. No testemunho GL-824 foram selecionadas 8 amostras entre as profundidades 0 e 1815 cm, que compreende os últimos 22 mil anos.

No Laboratório de Paleontologia da Universidade de Barcelona foi feito o procedimento de limpeza das carapaças de foraminíferos selecionadas. Inicialmente as carapaças de cada amostra foram posicionadas entre duas lâminas de vidro e gentilmente quebradas. O objetivo nesta etapa é abrir as câmaras apenas o suficiente para que os detritos possam escapar, evitando que a amostra se quebre excessivamente, o que leva à perda de material durante o processo de limpeza.

Posteriormente, as amostras foram imersas em metanol e ultrasonificadas por 30 segundos aproximadamente. Este processo remove argilas e outros materiais que podem estar agregados nas aberturas, poros ou superfície das carapaças. Por fim, o líquido sobrenadante foi retirado com a ajuda de uma micropipeta e as amostras foram colocadas dentro da capela até secarem totalmente.

As análises isotópicas foram realizadas em um espectrômetro de massa Finnigan MAT 251 acoplado a um dispositivo Carbonate Kiel II. Os resultados foram calibrados para Vienna Peedee Belemnite (VPDB) utilizando o padrão internacional NBS-19. A precisão externa das análises foi melhor que 0,02 ‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e 0,06 ‰ para o $\delta^{18}\text{O}$.

5.7.1 Estimativas das profundidades de calcificação dos morfotipos de *G. ruber* branca

As profundidades aparentes de calcificação de ambos morfotipos para as amostras do topo dos testemunhos foram estimadas comparando-se os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ medidos com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ estimados em diferentes profundidades. As estimativas foram feitas para as profundidades entre 0 e 100 metros, utilizando-se os dados de temperatura (Locarnini et al., 2013) e salinidade (Zweng et al., 2013) anuais do *World Ocean Atlas 2013* (WOA13).

A salinidade foi convertida em $\delta^{18}\text{O}_{\text{água}}$ pela relação específica para o Atlântico Sul de LeGrande e Schmidt (2006):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{água}} = 0,51 \times S - 17,4$$

e convertida para VPDB subtraindo-se 0,27‰ (Hut, 1987). Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ foram então calculados através da resolução da equação de paleotemperatura de Mulitza et al. (2003):

$$T = 14,2 - 4,44 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{água}})$$

A profundidade na qual o valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ estimada corresponde ao valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ medida foi assumida como a profundidade aproximada aparente de calcificação dos morfotipos.

5.7.2 Estimativas de salinidade

Conforme visto anteriormente, O $\delta^{18}\text{O}$ medido nas carapaças de foraminíferos planctônicos reflete tanto o fracionamento pela temperatura como a composição isotópica da água do mar ($\delta^{18}\text{O}_w$) onde as carapaças precipitaram. O $\delta^{18}\text{O}_w$, por sua vez, é resultado da influência do $\delta^{18}\text{O}_w$ médio, o qual é determinado pelo volume de gelo continental, fluxo de água doce e do balanço local da evaporação-precipitação. Portanto, se removermos a influência do volume de gelo global do $\delta^{18}\text{O}_w$, e lembrarmos que existe uma relação linear entre a salinidade e o $\delta^{18}\text{O}_w$ (LeGrande e Schmidt, 2006) teremos um *proxy* para a salinidade ($\delta^{18}\text{O}_{w\text{-corr vol.gelo}}$).

Para obter o $\delta^{18}\text{O}_{w\text{-corr.vol.gelo}}$, primeiramente foi calculado o valor da composição isotópica da água do mar ($\delta^{18}\text{O}_w$), utilizando a equação de Mulitza et al. (2003) e as temperaturas calculadas pela razão Mg/Ca. Os valores de $\delta^{18}\text{O}_w$ foram então transformados de VPDB para SMOW, de acordo com Hut (1987) e do resultado foi subtraída a componente relativa ao volume de gelo global, de acordo com a relação de Schrag et al. (2002) e a curva do nível relativo do mar de Lambeck et al. (2014).

6 RESULTADOS

6.1 Descrição do Testemunho

O testemunho GL-824 possui 2004 cm de comprimento e, de acordo com a sua descrição litológica, utilizando nomenclatura de Caddah et al. (1998) é composto em sua porção superior (0 a 1500 cm) por lama rica em carbonato (18 – 30% CaCO_3), de coloração cinza oliva moderado passando por marrom oliva moderado a cinza esverdeado médio. De 1500 cm até a base do testemunho, o sedimento é composto por lama pobre em carbonato (5 – 18% CaCO_3), de coloração cinza esverdeado médio a escuro.

A sua descrição bioestratigráfica revelou que a base do testemunho está inserida na biozona Y1 de Ericson e Wolin (1968) e subzona Y1B de Vicalvi (2009), descritas pela ausência das espécies do plexo *G. menardii* (*G. menardii*, *G. tumida*, *G. tumida flexuosa*, *G. ungulata* e *G. fimbriata*) e do gênero *Pulleniatina* spp., respectivamente. A passagem para a subzona Y1A ocorre em 1240 cm, com o reaparecimento das espécies do gênero *Pulleniatina* spp. A biozona Z, pertencente ao Holoceno, inicia-se em 752 cm, marcada pelo reaparecimento das espécies do plexo *G. menardii*.

O testemunho GL-854 (Toledo et al., 2016) é composto essencialmente por lama rica em carbonato, intercalada por lama pobre em carbonato e marga (30 – 60%). A sua descrição bioestratigráfica indicou a presença de 7 biozonas de Ericson e Wollin (1968), de T (mais antiga) a Z (Holoceno).

6.2 Modelo de Idade

O modelo de idade para o testemunho GL-824 foi estabelecido através da datação de ^{14}C em 10 amostras ao longo do testemunho, conforme apresentado na Tabela 2 e Figura 11. As análises monoespecíficas foram realizadas nas carapaças do foraminífero planctônico *G. ruber*, com exceção das amostras 1420 e 1620 cm, onde também foram utilizados espécimes de *G. sacculifer*.

O modelo de idade indica que o testemunho GL-824, de 2015 cm de comprimento, compreende os últimos 25,31 mil anos e apresenta taxas de sedimentação variando

entre 54 cm/ka próximo à base e 128 cm/ka, próximo ao topo, com uma média de 78 cm/ka

Tabela 2: Resultados das datações de radiocarbono para o testemunho GL-824

Profundidade Amostra (cm)	Espécies	Idade ^{14}C (anos AP)	Intervalo Idade 2σ (ka cal AP)
0	<i>G. ruber</i> (branca e rosa)	200 ± 50	moderno
205	<i>G. ruber</i> (branca e rosa)	1960 ± 30	1,40 – 1,60
400	<i>G. ruber</i> (branca e rosa)	3750 ± 35	3,57 – 3,81
620	<i>G. ruber</i> (branca e rosa)	6080 ± 45	6,39 – 6,63
820	<i>G. ruber</i> (branca e rosa)	8140 ± 50	8,45 – 8,79
947	<i>G. ruber</i> (branca e rosa)	9780 ± 60	10,51 – 10,89
1020	<i>G. ruber</i> (branca e rosa)	10400 ± 60	11,23 – 11,77
1220	<i>G. ruber</i> (branca e rosa)	13050 ± 85	14,58 – 15,32
1420	<i>G. ruber</i> (branca e rosa) e <i>G. sacculifer</i>	13100 ± 70	14,78 – 15,32
1620	<i>G. ruber</i> (branca e rosa) e <i>G. sacculifer</i>	15650 ± 110	18,24 – 18,76

Figura 11: Modelo de Idade para o testemunho GL-824, baseado em 10 idades calibradas de radiocarbono (pontos) e interpolação linear e à direita, a taxa de sedimentação ao longo do testemunho.

O modelo de idade para o testemunho GL-854 foi estabelecido por Toledo et al. (2016), com base na correlação do registro de isótopos de oxigênio dos foraminíferos bentônicos e do *stack* global de Lisiecki e Raymo (2005) (LR04), utilizando o software

Analyseries 2.0 (Paillard et al., 1996). Adicionalmente, as três datações por radiocarbono mais as terminações glaciais foram utilizadas como pontos de controle no modelo. Os estágios isotópicos marinhos (EIM) foram numerados de acordo com Lisiecki e Raymo (2005) e Railsback et al. (2015). O testemunho completo compreende os últimos 772 ka (EIM 19 – EIM 1), porém para o presente estudo, conforme citado anteriormente só foram utilizados os primeiros 1600 cm do testemunho, o que correspondeu aos últimos 375 mil anos (EIM 10 – EIM 1) (Figura 12).

Figura 12: Modelo de Idade para o testemunho GL-854, mostrando a correlação da curva de isótopos deste testemunho com o *stack* global LR-04 (Lisiecki e Raymo, 2005). Linhas verticais pontilhadas marcam as Terminações glaciais (T I a T IV). Estágios isotópicos marinhos estabelecidos de acordo com LR-04 e os substágios, Railsback et al., (2012). (Toledo et al., 2016).

6.3 Morfotipos *G. ruber* ss e sl

6.3.1 Variações na abundância relativa dos morfotipos de *G. ruber*

As análises das abundâncias relativas dos morfotipos de *G. ruber* branca foram efetuadas por Alegretti (2015) em 65 amostras selecionadas ao longo do testemunho GL-824. A contagem dos morfotipos foi realizada nas lâminas de foraminíferos planctônicos preparadas para as análises de fauna total, a partir dos espécimes de *G. ruber* branca encontrados na amostra.

A Figura 13 mostra os resultados dessas contagens. O morfotipo *G. ruber* ss foi mais abundante que o morfotipo *G. ruber* sl, apresentando uma média de abundância relativa de 70% ao longo do registro. A única exceção de dominância de *G. ruber* ss sobre *G. ruber* sl se deu em 14,17 ka cal AP (daqui para frente referido apenas como ka), quando o morfotipo *G. ruber* sl representou 55% dos espécimes de *G. ruber* branca encontrados na amostra. De maneira geral, podemos observar que ocorre aumento gradual da abundância relativa do morfotipo *G. ruber* ss até 4,65 ka, quando este atinge sua proporção máxima de quase 90%. A partir deste ponto até o topo do testemunho, o morfotipo *G. ruber* ss diminui sua proporção, atingindo 78%. O morfotipo *G. ruber* sl diminuiu progressivamente sua abundância relativa ao longo do registro, onde em 4,65 ka atinge sua mínima proporção, em torno de 10%. Em seguida observa-se aumento na sua abundância relativa até o topo, onde atinge o valor em torno de 22%.

Figura 13: Abundâncias relativas de (A) *G. ruber* sl e (B) *G. ruber* ss (gráfico nos últimos 25 mil anos no testemunho GL-824. Linhas tracejadas em cinza são linhas de tendência lineares. Dados de Alegretti (2015))

6.3.2 Variações Geoquímicas nos morfotipos de *G. ruber*

Neste item são apresentados os resultados das análises geoquímicas efetuadas em carapaças dos dois morfotipos de *G. ruber* (ss e sl), em 8 amostras do testemunho

GL-824 ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e Mg/Ca) e adicionalmente em 37 amostras do testemunho GL-854 ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$).

De acordo com os modelos de idade do testemunho GL-854, as 37 amostras selecionadas compreendem os últimos 10 estágios isotópicos marinhos (375 ka). Já as 8 amostras do testemunho GL-824 compreendem os últimos 12 ka

As análises de Mg/Ca realizadas nos 8 pares de amostras de *G. ruber* ss e sl do testemunho GL-824 mostraram que *G. ruber* ss apresenta geralmente concentrações maiores de Mg/Ca em suas carapaças (Figura 14 e Figura 17 A).

Figura 14: Registro das variações da razão de Mg/Ca em *G. ruber* ss (em azul) e *G. ruber* sl (em laranja) do testemunho GL-824, nos últimos 12 ka.

Os valores das concentrações de Mg/Ca em *G. ruber* ss variaram de 4,16 a 4,8 mmol/mol, o que corresponde, utilizando-se a equação de Anand et. al. (2003), a 24,5 °C e 26 °C, respectivamente. Para *G. ruber* sl, as concentrações variaram entre 3,9 mmol/mol (24,1°C) e 4,57 mmol/mol (25,5°C). A diferença média entre *G. ruber* ss e *G. ruber* sl foi de $0,22 \pm 0,12$ mmol/mol, o que indicaria, em média, aproximadamente 0,5 °C mais fria a temperatura de calcificação de *G. ruber* sl em relação a *G. ruber* ss

Nota-se que a diferença das razões de Mg/Ca (temperatura) entre *G. ruber* ss e *G. ruber* sl não foi constante ao longo do tempo (Figura 14) e em duas amostras do registro (8,3 ka e 0,84 ka) *G. ruber* sl apresentou maiores concentrações de Mg/Ca. No

início do registro (10,9 ka), a diferença é máxima, cerca de 0,38 mmol/mol, o que corresponde a aproximadamente 1°C. Posteriormente, os valores da diferença de Mg/Ca entre os morfotipos diminuem em direção ao Holoceno, até se tornarem mínimos nas amostras do topo do testemunho.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de ambos morfotipos no testemunho GL-824 (Figura 15) mostram tendência de declínio contínuo ao longo do Holoceno, estando relacionado, pelo menos em parte, ao aumento de temperatura das águas superficiais marinhas. Notam-se que os valores isotópicos de oxigênio dos dois morfotipos são diferentes entre si, sendo que *G. ruber* ss mostra geralmente valores mais pesados (Figura 15 e Figura 17 B). A média dessa diferença ao longo do registro foi de $0,24 \pm 0,13$, sendo máxima em 1,3 ka, com 0,52‰ e praticamente nula na amostra de topo do testemunho, com 0,05‰.

Figura 15: Registro das variações dos isótopos de oxigênio em *G. ruber* ss (em azul) e *G. ruber* sl (em laranja) do testemunho GL-824, nos últimos 12 k.a.

Os valores de isótopos de carbono de *G. ruber* ss aumentaram progressivamente ao longo do registro, enquanto os valores de *G. ruber* sl apresentaram uma maior oscilação. Novamente foram observadas diferenças nos valores isotópicos entre os dois morfotipos, com *G. ruber* ss apresentando basicamente valores mais elevados de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 16 e Figura 17 C). A média da diferença ao longo do Holoceno entre os morfotipos foi de $0,19 \pm 0,14$ ‰, sendo máxima no topo do testemunho (0,52‰) e praticamente inexistente em 8,36 ka (0,02‰).

Figura 16: Registro das variações dos isótopos de carbono em *G. ruber* ss e *G. ruber* sl do testemunho GL-824, nos últimos 12 k.a.

Figura 17: Comparação entre as razões de Mg/Ca e isótopos dos dois morfotipos de *G. ruber* branca (sl e ss) ao longo do testemunho GL-824. (A) Mg/Ca; (B) $\delta^{18}\text{O}$; (C) $\delta^{13}\text{C}$. As linhas de correlação 1:1 e regressão linear foram adicionadas para referência, conforme sugerido por Wang (2000).

As profundidades de calcificação dos dois morfotipos de *G. ruber* foram estimadas utilizando-se a equação de Mulitza et al. (2013), na amostra de topo (0 cm) do testemunho GL-824. Os resultados indicam profundidades de calcificação bastante similares para os dois morfotipos, com *G. ruber* sl calcificando praticamente junto à superfície (5 metros) e *G. ruber* ss, mais abaixo na coluna d'água, em 15 metros (Figura 18).

Figura 18: Valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ previstos pela equação de Mulitza et al. (2003) e medidos (pontos vermelho e azul, para *G. ruber* ss e sl, respectivamente), na amostra de topo do testemunho GL-824.

Os resultados de isótopos de oxigênio obtidos nos dois morfotipos de *G. ruber* para o testemunho GL-854 (Figura 19) mostram uma variação consistente entre os morfotipos ao longo do tempo, que variaram de -0,96 a 0,61‰ para *G. ruber* ss e -0,84 a 0,49‰ para *G. ruber* sl. A diferença média da amplitude do $\delta^{18}\text{O}$ entre *G. ruber* sl e *G. ruber* ss ao longo do testemunho foi de $0,25 \pm 0,15\text{‰}$.

No geral, ao contrário do padrão observado no testemunho GL-824, observam-se que os valores de isótopos de oxigênio em *G. ruber* ss são menores que os medidos no morfotipo *G. ruber* sl (Figura 19 e Figura 21 A). Exceto em 3 amostras do registro, onde o *G. ruber* sl apresentou valores menores ou aproximadamente iguais aos de *G. ruber* ss, todas as outras 34 amostras analisadas seguiram essa tendência, de valores isotópicos mais leves para *G. ruber* ss.

Figura 19: Registro de isótopos de oxigênio nos morfotipos *G. ruber* ss (linha contínua) e *G. ruber* sl (linha tracejada) no testemunho GL-854 nos últimos 375 ka. Linha mais fina representa curva de de isótopos de oxigênio ao longo de todo o testemunho, realizada em *G. ruber* s.s (Costa et al., submetido para publicação).

Os dados mostram que a seleção das amostras para a comparação dos valores isotópicos entre os morfotipos de *G. ruber* não incluiu amostras pertencentes aos EIM 2 e 7, além disso, o EIM 1 compreende somente 2 amostras com valores bastante diferentes. Deste modo, não foi possível fazer uma comparação Holoceno-Último Máximo Glacial das variações isotópicas dos diferentes morfotipos de *G. ruber*. Decidiu-se, então, avaliar o comportamento isotópico dos diferentes morfotipos ao longo do tempo entre períodos glaciais e interglaciais através da comparação dos EIM 5 e 9 (interglaciais) e EIM 6,8 e 10 (glaciais).

Nos períodos interglaciais (EIM 5 e 9) os valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ em *G. ruber* s.s (-0,64 e -0,7, respectivamente) foram menores que os valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ em *G. ruber* sl (-0,44 e -0,53, respectivamente) (Tabela 3). Nos períodos glaciais (EIM 6, 8 e 10), o morfotipo *G. ruber* s.s apresenta o mesmo padrão, com os valores médios de $\delta^{18}\text{O}$

(0,01, -0,05 e -0,07, respectivamente) menores que os valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ em *G. ruber* sl (0,29, 0,11 e 0,12) (Tabela 3). Observa-se a mesma média de diferença nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre *G. ruber* ss e *G. ruber* sl de aproximadamente 0,18‰ nos interglaciais EIM 5 e 9 e glaciais EIM 8 e 10. O glacial EIM 6 apresentou a diferença mais significativa, de 0,29‰.

Tabela 3: Valores médios dos isótopos de oxigênio de *G. ruber* ss e sl nos EIM 5 a 10, bem como as diferenças entre os morfotipos ao longo destes.

$\delta^{18}\text{O}$ – GL 854				
EIM	Nº amostras	<i>G. ruber</i> sl	<i>G. ruber</i> ss	$\Delta\delta^{18}\text{O}$ (ss-sl)
5	5	-0,44	-0,64	0,19
6	9	0,29	0,01	0,29
8	10	0,11	-0,05	0,16
9	2	-0,53	-0,70	0,17
10	4	0,12	-0,07	0,19

A maioria dos valores isotópicos de carbono do morfotipo *G. ruber* ss foram maiores (mais pesados) que o morfotipo *G. ruber* sl, embora maior alternância de valores ora mais leves, ora mais pesados para cada um dos morfotipos ao longo do testemunho tenha sido observada (Figura 20 e Figura 21 B). A diferença média das razões isotópicas de carbono entre os dois morfotipos medidas ao longo de todo o registro foi de $0,20 \pm 0,18$ ‰.

Figura 20: Curva de isotópicos de carbono nos morfotipos *G. ruber* s.s (linha contínua) e *G. ruber* sl (linha tracejada) no testemunho GL-854, nos últimos 450 ka. Em cinza, curva de de isotópicos de oxigênio ao longo de todo o testemunho, realizada em *G. ruber* s.s (Costa et al., submetido para publicação).

Figura 21: Comparação dos sinais de isótopos estáveis de oxigênio (A) e carbono (B) dos morfotipos *G. ruber* ss e sl ao longo do testemunho GL-854. As linhas de correlação 1:1 e regressão linear foram adicionadas para referência, conforme sugerido por Wang (2000).

Para compreender e analisar as diferenças isotópicas entre os morfotipos, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ medidos nas carapaças de *G. ruber* ss e sl na amostra de topo (0 cm) do testemunho GL-854 foram convertidos em profundidades aparentes de calcificação (Figura 22). Apesar desta amostra representativa do Holoceno apresentar idade de 4 ka, este exercício foi conduzido para uma tentativa de estimativa das diferentes profundidades de habitat destes morfotipos.

As profundidades de calcificação aparentes obtidas pela equação de paleotemperatura de Mulitza et al., (2003) indicam diferentes profundidades de calcificação para os morfotipos, com *G. ruber* ss calcificando em menores profundidades (cerca de 75 metros) com relação a *G. ruber* sl (aproximadamente 85 m).

Figura 22: Comparação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ previstos pela equação de Mulitza et al. (2003) e medidos (pontos vermelho e azul, para *G. ruber* s.s. e s.l., respectivamente), na amostra de topo do testemunho GL-854.

6.4 Preservação das amostras

O Índice de Fragmentação (IF), o qual representa, em porcentagem, a quantidade de fragmentos com relação ao total de foraminíferos somados aos fragmentos (Thunell, 1976) é frequentemente relacionado ao grau de dissolução das carapaças de foraminíferos, pois acredita-se que testas mais fragilizadas por este processo estão mais suscetíveis à fragmentação (Berger, 1970; Peterson and Prell, 1985; Le and Thunell, 1996; Conan et al., 2002).

As carapaças de foraminíferos presentes nas amostras do testemunho GL-824 apresentaram boa preservação e nenhum sinal aparente de dissolução foi observado. O valor médio deste índice foi de 5%, indicando ótima preservação (Figura 23). Valores maiores, entre 10 e 20%, foram observados em apenas 18 amostras, localizadas na base e no topo do testemunho, respectivamente. Miao et al. (1994), em estudo realizado no Mar da China apontam que as assembleias começam a sofrer modificações devido à dissolução quando o valor de IF é superior a 40%.

Figura 23: Índice de Fragmentação de foraminíferos planctônicos calculado para o testemunho GL-824.

A presença de pterópodes também bem preservados nas amostras do testemunho confirma este cenário. Isto porque suas carapaças são compostas de aragonita, a qual é mais suscetível à dissolução na água do mar do que a calcita (Mucci, 1983).

Assim, podemos assumir que as variações de abundância observadas nas assembleias de foraminíferos planctônicos apresentadas neste estudo não são um artifício do processo de dissolução seletiva, e sim um registro fiel das variações paleoceanográficas ocorridas nos últimos 26 mil anos.

6.5 Assembleias fósseis de foraminíferos planctônicos

Ao longo do testemunho GL-824 (400 amostras) foram identificadas 29 espécies, pertencentes a 13 gêneros de foraminíferos planctônicos (Tabela 4).

G. ruber branca foi a espécie mais abundante, apresentando os maiores percentuais máximo (70,21%) e médio (47,75%) entre todas as espécies. *Globigerinita glutinata* apresentou a segunda maior abundância relativa média (13,78%), seguida pelo morfotipo rosa de *G. ruber* (10,29%) e *Globigerina bulloides* (8,95%). Juntas, estas 4 espécies ou morfotipos perfazem mais de 80% da média da assembleia de foraminíferos planctônicos do testemunho (Tabela 5).

Tabela 4: Espécies ou morfotipos de foraminíferos planctônicos identificados no testemunho GL-824.

Espécie ou morfotipo identificado

- 1 *Orbulina universa* (d'Orbigny, 1839)
 - 2 *Globigerinoides conglobatus* (Brady, 1879)
 - 3 *Globigerinoides ruber* branca (d'Orbigny, 1839)
 - 4 *Globigerinoides ruber* rosa (d'Orbigny, 1839)
 - 5 *Globoturborotalita tenella* (= *Globigerinoides tenellus*) (Parker, 1958)
 - 6 *Globigerinoides sacculifer* sem saco (= *Globigerinoides trilobus*) (Brady, 1877)
 - 7 *Globigerinoides sacculifer* com saco (Brady, 1877)
 - 8 *Globigerinella siphonifera* (= *Globigerinella aequilateralis*) (d'Orbigny, 1839)
 - 9 *Globigerinella calida* (= *Globigerina calida*) (Parker, 1962)
 - 10 *Globigerina bulloides* (d'Orbigny, 1826)
 - 11 *Globigerina bermudezi* (Seiglie, 1963)
 - 12 *Globigerina falconensis* (Blow, 1959)
 - 13 *Globoturborotalita rubescens* (= *Globigerina rubescens*) (Hofker, 1956)
 - 14 *Globigerinella digitata* (= *Beella digitata*) (Brady, 1879)
 - 15 *Hastigerinella digitata* (Rhumbler, 1911)
 - 16 *Turborotalita quinqueloba* (= *Globigerina quinqueloba*) (Natland, 1938)
 - 17 *Neogloboquadrina pachyderma* (lev) (= *Globoquadrina pachyderma* (lev)) (Ehrenberg, 1861)
 - 18 *Neogloboquadrina pachyderma* (dex) (= *Globoquadrina pachyderma* (dex); *Neogloboquadrina incompta*) (Ehrenberg, 1861, Cifelli, 1961)
 - 19 *Neogloboquadrina dutertrei* (= *Globoquadrina dutertrei*) (d'Orbigny, 1839)
 - 20 *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker e Jones, 1865)
 - 21 *Globorotalia inflata* (d'Orbigny, 1839)
 - 22 *Globorotalia truncatulinoides* (lev) (d'Orbigny, 1839)
 - 23 *Globorotalia crassaformis* (Galloway e Wissler, 1927)
 - 24 *Globorotalia hirsuta* (d'Orbigny, 1839)
 - 25 *Globorotalia scitula* (Brady, 1882)
 - 26 *Globorotalia tumida* (Brady, 1877)
 - 27 *Globorotalia menardii* (d'Orbigny, 1865)
 - 28 *Globorotalia fimbriata* (Brady, 1884)
 - 29 *Globorotalia unguolata* (Bermudez, 1960)
 - 30 *Candeina nitida* (d'Orbigny, 1839)
 - 31 *Globigerinita glutinata* (= *Globigerina glutinata*) (Egger, 1893)
-

A espécie *Globigerinoides sacculifer* foi a quinta espécie mais abundante, com média de 4,2%, seguida por *Globorotalia truncatulinoides* (2,62%), *Globorotalia inflata* (2,2%), *Globigerinella calida* (1,93%), *Globoturborotalita rubescens* (1,45%),

Globoturborotalita tenella (1,43%) e *Neogloboquadrina dutertrei* (1,01%). O restante das espécies identificadas apresentou média de abundância relativa inferior a 1% e seus valores podem ser visualizados na tabela 5.

Na Figura 24 estão agrupadas as 4 espécies mais abundantes ao longo do testemunho:

- *G. ruber* (total – morfotipos branco e rosa) apresentou ao longo do registro as mais altas abundâncias relativas dentre todas as espécies, quase sempre superiores a 50%. Os picos máximos foram observados nos extremos do registro: o primeiro, por volta de 25 ka (77%) e o segundo, no topo do testemunho, em 0,150 ka (81%); e os mínimos, em 15 ka (36%) e o segundo compreende um intervalo mais longo de baixas abundâncias, entre 13,3 e 12,6 ka, com uma média de 43%. O morfotipo branco foi sempre mais abundante, representando entre 23 e 70% da fauna e o rosa, entre 0 e 29% (Figura 25).
- *G. glutinata* apresentou tendência de diminuição progressiva de seus valores de abundância entre o início do registro até 10,9 ka, onde atinge a sua menor abundância (2,8%). A partir deste ponto, os valores aumentam rapidamente até 8 ka, onde atingem expressivos 26,4%. Em seguida, nova diminuição progressiva dos valores é observada até 4,7 ka, onde é registrada abundância de 9,6%. Desta idade até o fim do registro, os valores permanecem aproximadamente constantes, em torno de 15%.
- A espécie *G. bulloides* apresentou tendência geral de aumento dos seus valores de abundância relativa ao longo do registro. Dois intervalos de expressivos aumentos abruptos de sua abundância chamam atenção: o primeiro no início do registro, entre 23,5 e 23 ka, onde os valores dobram, atingindo até 12%, e o segundo, entre 13,4 e 12,7 ka, onde são observados valores de até quase 20%. Já próximo ao fim do registro, próximo ao topo do testemunho, entre 3 e 2 ka, observa-se um intervalo de diminuição dos valores, que se encontram abaixo dos 8%, com mínimo de 2,9%.
- *G. sacculifer*, que inclui os morfotipos com saco e sem saco, foi no geral mais abundante na porção inferior do testemunho. O início do registro (entre 25 e 23 ka) e próximo ao topo do testemunho, observam-se as menores abundâncias relativas, por volta de 3%. De 23 a 10 ka, os valores aumentam e tem-se uma

média de quase 6%, com os valores frequentemente atingindo os 10% da assembleia total. Por volta de 15 ka é registrado o maior pico de abundância desta espécie (21,7%). A partir de 9 ka, os valores diminuem e permanecem abaixo dos 5% até o final do registro.

Tabela 5: Menor, média e maior abundância relativa das espécies de foraminíferos planctônicos identificadas no testemunho GL-824.

Espécie ou morfotipo	Abundâncias Relativas (%)		
	Menor	Média	Maior
<i>G. ruber</i> (branca)	23,16	47,75	70,21
<i>G. glutinata</i>	2,88	13,78	27,17
<i>G. ruber</i> (rosa)	0,00	10,29	29,21
<i>G. bulloides</i>	0,00	8,95	19,34
<i>G. sacculifer</i>	0,00	4,21	21,69
<i>G. truncatulinoides</i>	0,00	2,62	15,55
<i>G. inflata</i>	0,00	2,20	17,46
<i>G. calida</i>	0,00	1,93	9,05
<i>G. rubescens</i>	0,00	1,45	6,79
<i>G. tenella</i>	0,00	1,43	8,62
<i>N. dutertrei</i>	0,00	1,01	16,00
<i>G. siphonifera</i>	0,00	0,98	5,05
Plexo <i>G. menardii</i>	0,00	0,83	4,50
<i>G. crassaformis</i>	0,00	0,55	5,12
<i>O. universa</i>	0,00	0,50	5,03
<i>G. globatus</i>	0,00	0,33	4,00
<i>G. scitula</i>	0,00	0,26	4,17
<i>G. bermudezi</i>	0,00	0,23	2,56
<i>N. incompta</i>	0,00	0,20	2,11
<i>G. falconensis</i>	0,00	0,12	2,79
Plexo <i>Pulleniatina</i>	0,00	0,11	5,53
<i>C. nitida</i>	0,00	0,10	1,27
<i>T. quinqueloba</i>	0,00	0,08	1,40
<i>G. hisruta</i>	0,00	0,06	1,15
<i>B. digitata</i>	0,00	0,04	0,66
<i>N. Pachyderma</i>	0,00	0,00	0,40
<i>S. dehiscens</i>	0,00	0,00	0,27
<i>H. digitata</i>	0,00	0,00	0,25

Figura 24: Abundâncias relativas das espécies mais abundantes (maiores médias) do testemunho GL-824 (cinza claro): **(A)** *G. ruber* total, **(B)** *G. glutinata*, **(C)** *G. bulloides* e **(D)** *G. sacculifer*. As curvas mais grossas em preto representam a média de três pontos.

Na Figura 26 estão agrupadas as espécies de foraminíferos planctônicos que de maneira geral apresentaram aumento dos valores de suas abundâncias relativas em direção ao período mais recente:

- *Globigerinella siphonifera* apresentou média de abundância em torno de 1% e máximo de 5% em 3,5 ka. Antes de 8,5 ka, apresentava baixos valores de abundância relativa (média de 0,5%), e frequentemente estava ausente. Após este intervalo, sua abundância média aumentou para 1,5% e esta espécie raramente esteve ausente.

Figura 25: Variação das abundâncias relativas dos dois cromotipos (branca e rosa) de *Globigerinoides ruber* nos últimos 26 mil anos, no testemunho GL-824.

- *Globigerinella calida* apresentou comportamento similar ao de *G. siphonifera*, porém foi mais abundante ao longo do registro. Sua abundância relativa média foi de 1,93% e seu máximo registrado próximo ao topo do testemunho, de 9% em 3 ka. Assim como *G. siphonifera*, antes de 8,5 ka apresentou abundância relativa média inferior a 1% (0,9%) e comumente esteve ausente. Após este marco, sua abundância relativa média aumentou expressivamente para 3,4% e esta espécie esteve presente em todas as amostras.
- *Globoturborotalia rubescens* assim como todas as espécies deste grupo também apresentou tendência geral de aumento de sua abundância relativa, mas diferentemente das duas espécies citadas anteriormente, o seu aumento se deu antes no tempo; em 15 ka. Anteriormente a este marco, apresentava abundância relativa média de 0,8%, mas era mais frequente que *G. calida* e *G. rubescens*. Após este intervalo, sua abundância aumentou para 1,9%, oscilando bastante até o topo do testemunho. A sua abundância relativa média ao longo de todo o período estudado foi de 1,45% e o seu máximo de 6,79% foi registrado em 9,7 ka.
- O plexo *G. menardii*, composto pelas espécies *Globorotalia menardii*, *Globorotalia tumida*, *Globorotalia fimbriata* e *G. unguolata* teve aumento de sua abundância relativa a partir de 8 ka e apresentou uma média de 2% até o topo

do testemunho e pico de 4,5% registrado em 0,4 ka. Anteriormente a 8ka, este plexo estava ausente em 70% das amostras.

Figura 26: Variação da abundância relativa das espécies que apresentaram tendência de aumento de suas frequências em direção ao Holoceno (cinza claro): **(A)** *Globigerinella siphonifera*, **(B)** *Globigerinella calida*, **(C)** *Globoturborotalita rubescens*, **(D)** Plexo *Globorotalia menardii* e **(E)** *Globoturborotalita tenella*. As curvas mais espessas em preto representam a média de três pontos.

- A espécie *G. tenella* de maneira geral foi mais abundante na porção superior do testemunho, porém apresentou alguns intervalos de abundâncias relativamente mais altas, com média de 2,5%, entre 24 e 22 ka; 17 ka e 15 ka, atingindo picos por vezes de 6%. Entre 8 e 2,5 ka BP os valores de abundância relativa são os mais altos do seu registro, chegando até 9%. A partir de 2,5 ka BP os valores diminuem e permanecem mais baixos até o topo do testemunho.

Por outro lado, na Figura 27 estão agrupadas as espécies que, de maneira geral, apresentaram o comportamento oposto ao das espécies representadas na Figura 26. Estas espécies foram menos abundantes no Holoceno, em relação ao deglacial e/ou período glacial:

- *Neogloboquadrina incompta* apresentou a menor abundância média (0,2%) e uma sutil redução em abundância em direção ao recente. No entanto, o que mais chama atenção são os altos valores, com média de 0,8% e máximos de até 2% entre 14 e 12 ka. Entre a base do testemunho e 8 ka, observamos as maiores abundâncias relativas, em média 0,3%. Entre 8 ka e o topo do testemunho, as abundâncias são em média menores (0,1%).
- A espécie *Globorotalia crassaformis* apresentou abundância relativa média de aproximadamente 1% até 14 ka, com pico máximo de abundância de 4% observado em 25 ka. Após este intervalo, os valores de sua abundância diminuem e a média passa a ser em torno de 0,1%. Neste intervalo, principalmente na porção superior do registro, esta espécie esteve ausente (0%) em diversas amostras.
- A espécie *Globorotalia inflata* mostrou diminuição progressiva dos seus valores de abundância relativa da base do testemunho até 13 ka. Durante este intervalo, sua média de abundância relativa foi de 5% e foi observado seu pico de abundância de 17,5%, em 15 ka. A partir de 13 ka até o final do registro, sua abundância relativa foi muito baixa, em torno de 0,3%, estando inclusive ausente em quase metade das amostras deste intervalo.

Figura 27: Variação da abundância relativa das espécies que apresentaram tendência de diminuição de suas frequências em direção ao Holoceno (cinza claro): **(A)** *Negloboquadrina incompta*, **(B)** *Globorotalia crassaformis*, **(C)** *Globorotalia inflata*, **(D)** *Neogloboquadrina dutertrei* e **(E)** *Globorotalia truncatulinoides*. As curvas mais espessas em preto representam a média de três pontos.

- *Neogloboquadrina dutertrei* apresentou maior abundância relativa média (3%) entre 15 e 12 ka. Neste período foi registrado também o seu máximo de abundância, de 16% em 13,5 ka. No período que antecede este intervalo, entre 25,3

ka até 15 ka, a média de abundância se manteve em torno de 1%, e um pico de abundância de 10,8% foi registrado em 18,9 ka. Entre 12 e 8 ka os valores de abundância são bem inferiores ao intervalo anterior, e a média fica em torno de 0,9%. O período final do registro, entre 8 ka e o presente é marcado por baixíssimos valores de abundância relativa (média de 0,1%) e ausência desta espécie em diversas amostras.

- A espécie *Globorotalia truncatulinoides* apresentou ao menos 3 intervalos principais distintos de abundâncias relativas: a) de 26 a 15 ka, com valores em torno de 3,9%, seguido de um curto período de mil anos (15 a 14 ka) com abundâncias abaixo de 1%; b) entre 14 e 8 ka, com aumento abrupto de sua abundância, com pico de 13% (em 12,8 ka) e a maior média do registro (5,1%). Este intervalo é caracterizado por uma redução progressiva da abundância; e c) de 8 ka até o presente, onde os valores de abundância relativa são os menores, em torno de 0,6%. Cabe salientar que nas amostras, os espécimes dextrógiros representaram 89% de todos os espécimes de *G. truncatulinoides*.

Nas Figura 28 e Figura 29 estão representadas as variações das abundâncias relativas das espécies que não apresentaram um padrão muito claro de distribuição e cuja média de abundância relativa ao longo do testemunho foi bem inferior a 1%. As espécies *G. conglobatus*, *G. scitula*, *G. falconensis* e *C. nítida* apresentaram maiores abundâncias no período glacial e durante a deglaciação. *G. bermudezi* estava ausente no início do registro e apresentou suas menores abundâncias, inferiores a 1% até 14,5 ka, quando a partir deste ponto os valores aumentam, atingindo picos de até 2,5%.

As variações na abundância relativa das espécies *B. digitata*, *N. pachyderma* (levógira), *S. dehiscens* e *H. digitata* não foram plotadas pois estas espécies apresentaram, no máximo, dois espécimes por amostra.

Figura 28: Variação da abundância relativa das espécies menos abundantes (cinza claro) no testemunho GL-824: **(A)** *Orbulina universa*, **(B)** *Globigerinoides conglobatus*, **(C)** *Globorotalia scitula* e **(D)** *G. bermudezi*. As curvas mais espessas em preto representam a média de três pontos.

Figura 29: Variação da abundância relativa das espécies menos abundantes (cinza claro) no testemunho GL-824: **(A)** *G. falconensis*, **(B)** *Plexo Pulleniatina* (formado pelas espécies *Pulleniatina obliquiloculata*, *P. primalis* e *P. finalis*), **(C)** *C. nítida*, **(D)** *T. quinqueloba* e **(E)** *G. hirsuta*. As curvas mais espessas em preto representam a média de três pontos.

6.6 Análise Fatorial

Para avaliar estatisticamente as variações nas assembleias de foraminíferos planctônicos do testemunho GL-824 foi realizada uma análise fatorial das abundâncias relativas das espécies que tiveram valores médios de abundância superiores a 1%. A análise resultou em 4 fatores com autovalores maiores que 1 (*eigenvalue* >1) e que representaram 70,96% da variância total.

Na Tabela 6 estão indicadas as espécies associadas a cada um dos 4 fatores gerados, com suas respectivas cargas fatoriais. As cargas fatoriais são a correlação de cada variável com o fator. Elas indicam o grau de correspondência entre a variável e o fator, sendo que cargas maiores fazem a variável representativa do fator. O sinal negativo das cargas fatoriais indica que as espécies associadas diminuem sua abundância/importância conforme a componente ou fator aumenta.

O Fator 1 explicou 28,58% da variância total dos dados e as espécies *G. tenella*, *G. calida*, e *G. rubescens* estão negativamente relacionadas a esse fator. O Fator 2 explicou 19,49% da variância e as espécies *N. incompta*, *N. dutertrei* e *G. truncatulinoides* apresentaram as maiores cargas fatoriais para este fator. O terceiro fator, o qual explicou 13,39% da variância possui associada somente a espécie *G. bulloides*. Por fim, o quarto fator explicou 11% da variância e é positivamente associado à espécie *G. glutinata* e negativamente a *G. ruber* (Tabela 6).

Tabela 6: Espécies de foraminíferos planctônicos e respectivas cargas fatoriais relacionadas aos 4 primeiros fatores gerados pela Análise Fatorial. Em negrito estão destacadas as cargas fatoriais mais significativas de cada fator.

Variáveis	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4
<i>G. ruber</i>	0,145	-0,350	-0,067	-0,886
<i>G. tenella</i>	-0,853	-0,072	-0,170	0,130
<i>G. sacculifer</i>	0,237	0,486	-0,382	0,011
<i>G. calida</i>	-0,650	-0,332	0,380	-0,023
<i>G. bulloides</i>	0,162	0,083	0,878	0,268
<i>G. rubescens</i>	-0,676	0,038	0,310	0,251
<i>N. incompta</i>	-0,321	0,619	0,019	0,182
<i>N. dutertrei</i>	0,098	0,828	0,103	0,035
<i>G. truncatulinoides</i>	0,238	0,774	-0,234	0,115
<i>G. inflata</i>	0,308	0,164	-0,507	0,230
<i>G. glutinata</i>	-0,071	-0,550	0,007	0,754

Os escores fatoriais mostram a variação ao longo do tempo dos novos fatores gerados pela análise estatística e serão apresentados no item 7.4 da discussão, juntamente com a interpretação dos fatores.

6.7 Temperatura da Superfície do Mar – Técnica do Análogo Moderno (TAM)

A Técnica do Análogo Moderno foi aplicada às assembleias de foraminíferos planctônicos ao longo do testemunho GL-824 para estimativas de paleotemperaturas sazonais e anuais nos últimos 26 mil anos. Para avaliação do desempenho do modelo, foi aplicado um método de validação cruzada.

Na Figura 30 são apresentados graficamente os resultados dessa avaliação. A correlação (R^2) entre as temperaturas previstas e observadas foi alta, de 0,987. O RMSEP (*root mean squared error of prediction*) ou raiz do erro quadrático médio de predição, gerado pela validação cruzada foi de 0,77 °C. Esta medida está associada ao desvio padrão das diferenças entre os valores de temperaturas previstos/gerados pelo modelo e os valores observados de fato. Essas diferenças individuais são chamadas de residuais (*residuals*) e encontram-se plotadas com as temperaturas observadas na Figura 30.

Figura 30: Representação gráfica do método *Modern Analogue Technique* para a reconstrução das paleotemperaturas do testemunho GL-824, mostrando a correlação e os resíduos entre temperaturas observadas e estimadas.

As temperaturas sazonais (verão e inverno) e anual reconstituídas pela Técnica do Análogo Moderno, com a indicação das respectivas temperaturas da superfície do mar (TSM) locais modernas (10 metros de profundidade), de acordo com o WOA13 (Zweng et al., 2013) são mostradas na Figura 31. As 3 curvas apresentaram tendência geral de aumento das temperaturas entre o período glacial e o presente. A temperatura anual variou entre 22,5 a 26,9 °C ao longo do registro; a de inverno entre 19,8 e 26 °C; e a de verão entre 24,9 e 27,5 °C.

Figura 31: Curvas de temperatura da superfície do mar (TSM) **(a)** anual, **(b)** de inverno e **(c)** de verão reconstituídas através da aplicação da Técnica do Análogo Moderno (MAT) em dados de censos de fauna de foraminíferos planctônicos do testemunho GL-824. Curvas coloridas representam as médias de 5 pontos e linhas tracejadas mostram as respectivas temperaturas modernas sazonais na região de estudo, de acordo com o WOA13 (Zweng et al., 2013).

As mínimas temperaturas foram registradas no intervalo entre 19 e 23 ka, com médias 23,6 °C (TSM anual), 21,6 °C (TSM inverno) e 25,5 °C (TSM verão). Os máximos de temperatura foram observados em 14,9 ka (máximos de 27 °C aproximadamente para as 3 curvas) e 12,7 ka (máximos de 26; 25 e 27°C para TSM anual, de inverno e de verão, respectivamente).

Nota-se que da base do testemunho até 15 ka as temperaturas são geralmente menores que as respectivas temperaturas sazonais atuais (Figura 31). Entre 15 e 9 ka, aproximadamente, observa-se um período com os valores mais altos de temperaturas. Dentro deste intervalo, os valores mais altos são interrompidos por uma queda abrupta em 13,8 ka de mais de 2°C.

Entre 9 e 7 ka as temperaturas diminuem, ficando essencialmente abaixo das temperaturas superficiais atuais e a partir de 7 ka, elas voltam a subir gradativamente até o o topo do testemunho. A amostra mais superficial do testemunho (0 cm), que corresponderia aos sedimentos modernos segundo o nosso modelo de idade, registrou de forma fiel as temperaturas sazonais atuais, de acordo com o WOA13: 24,59°C para a TSM anual; 22,93°C para a TSM de inverno e 26,27 °C para a TSM de verão.

Entre as curvas das estações de verão e inverno, há uma diferença média de cerca de 3°C, com as maiores diferenças sendo observadas entre a base do testemunho e 15 ka (geralmente entre 3 e 5°C). A partir deste ponto até o topo do testemunho, as diferenças diminuem e se encontram entre 2 e 4 °C.

6.8 Isótopos de oxigênio e carbono ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$)

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos das análises nas carapaças do foraminífero planctônico *G. ruber* branca ss do testemunho GL-824 (Figura 32 B) apresentaram tendência geral de diminuição dos seus valores de aproximadamente 1,5‰ ao longo do registro: na base do testemunho, em 25,31 ka foi registrado o valor de 0,27‰ e a amostra de topo, registrou valor de -1,27‰.

O início do registro, entre 25,3 e 14,95 ka, é marcado por uma diminuição mais discreta dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, de aproximadamente 0,42‰. Os valores se mantêm em torno de 0,13‰, com exceção das idades 21,8, 19,10 e 18,9 ka, que apresentaram valores bastante negativos para o período (-0,9; -0,46 e -1,17‰, respectivamente). Ao longo dos últimos 15 ka, são observadas algumas variações abruptas, tanto de aumento quanto de diminuição (de até 0,7‰) dos valores de $\delta^{18}\text{O}$. A partir de 15 ka, os valores diminuem gradativamente em direção ao presente. Essa diminuição progressiva é interrompida em pelo menos quatro momentos do registro (11,2; 8,3; 3,3 e 1,3 ka) por aumentos abruptos de até 0,55‰ nos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

A variação do $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar corrigido pelo volume de gelo (*proxy* para salinidade) teve variação similar à registrada pelo $\delta^{18}\text{O}$ da calcita (*G. ruber*) (Figura 32 A). Os valores variaram entre 0,67 e 2,53‰, com valor médio de 1,68‰. A tendência geral é de um aumento discreto dos valores ao longo do registro, embora os menores valores tenham sido encontrados na base do testemunho, entre ~26 – 19 ka, 14 – 13 ka mas também na porção superior do registro, entre 6,5 – 4,3 ka e nos últimos 3 ka, indicando menores salinidades.

Figura 32: Resultados das análises de isótopos de oxigênio e carbono dos últimos 26 mil anos, realizadas nas carapaças do foraminífero planctônico *G. ruber* branca, para o testemunho GL-824. **(A)** $\delta^{18}\text{O}$ corrigido pelo volume de gelo (*proxy* para salinidade); **(B)** $\delta^{18}\text{O}$; **(C)** $\delta^{13}\text{C}$.

Os isótopos de carbono em *G. ruber* branca ss, por outro lado, apresentaram padrão de variação diferente, apesar de sua tendência geral ter sido de aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ da base do testemunho até o topo (Figura 32 C). Inicialmente, entre 25,31 e 14,98 ka observa-se que os valores diminuem progressivamente, de 0,93 a 0,31‰, que é o valor mais baixo do registro. Os valores médios para este intervalo são de 0,89‰. Neste período também se registra uma notável queda do valor de $\delta^{13}\text{C}$ de

0,72‰ em apenas 200 anos (19,10 – 18,93 ka). Em seguida, observa-se um intervalo de aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ de 0,63‰ entre 14,96 e 12,26 ka, e posteriormente nova diminuição dos valores, de maior amplitude (0,95‰), entre 12,26 e 9,8 ka. A partir deste ponto até o topo do testemunho, os valores aumentam progressivamente, variando de 0,34‰ até 1,62‰, valor mais alto de todo o registro. Durante este intervalo, a média dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ é 1,2‰.

6.9 Análises de Mg/Ca

As análises de Mg/Ca para o testemunho GL-824 foram realizadas nas carapaças do foraminífero planctônico *G. ruber* ss. Primeiramente, as correlações entre as razões Mg/Ca com Al/Ca e Mn/Ca (Figura 33) foram analisadas para verificação de potenciais contaminações das amostras por minerais de argila e óxidos de manganês, os quais podem influenciar os valores das concentrações de Mg/Ca nas carapaças de foraminíferos e consequentemente os valores de paleotemperaturas. Os resultados das análises mostraram que os valores das razões de Al/Ca e Mn/Ca foram baixos e que não há correlação linear destas razões com a razão Mg/Ca, evidenciando que o processo de limpeza das testas foi eficiente e que os valores de Mg/Ca não estão sendo influenciados por contaminação.

A tendência geral da curva de Mg/Ca (e consequentemente a de temperatura) mostra aumento gradativo dos valores do período glacial até o presente (Figura 34). Os valores variaram de 3,43 mmol/mol (correspondente a 22,65 °C) a 4,92 mmol/mol (26,20 °C) e oscilaram em torno da média de 4,27 mmol/mol (24,7 °C).

Na parte inferior do registro, entre 26 e 12 ka os valores de temperatura são, de modo geral inferiores à média do registro (24,7 °C). Este valor corresponde também à TSM média anual moderna de 24, 59 °C para a região de estudo, de acordo com o WOA13 (Zweng et al., 2013). Posteriormente, entre 13 e 14 ka observam-se os valores mais baixos de temperatura de todo o registro (22,6°C). Este intervalo marca uma queda abrupta de temperatura, que interrompeu a tendência de aquecimento que vinha se estabelecendo desde a base do testemunho. A partir de 12 ka até o final do registro, os valores de temperatura aumentam progressivamente e são essencialmente maiores que a média anual atual.

Como referência também foi adicionada à Figura 34 a temperatura moderna local de verão (26,27 °C, de acordo com o WOA 2013). Observa-se que ao longo do registro as temperaturas claramente estiveram bem abaixo do valor da temperatura de verão e somente a partir do Holoceno médio (~7,6 ka) é que os valores registrados se aproximam desta média atual. Em 1,6 ka e na segunda amostra mais recente do testemunho, correspondente a 0,11 ka foram registradas as maiores temperaturas da série, as únicas superiores a 26 °C.

Figura 33: Gráficos de dispersão entre as razões Mg/Ca e **(A)** Al/Ca e **(B)** Mn/Ca para o testemunho GL-824. Os baixos valores de R^2 indicam que não há contaminação aparente.

Figura 34: Curva de temperatura da superfície do mar (TSM), baseada nas análises de Mg/Ca em *G. ruber* branca dos últimos 26 mil anos, para o testemunho GL-824. Linhas tracejadas indicam a TSM moderna (10 metros de profundidade) de verão (em vermelho) e anual (cinza), de acordo com WOA13 (Zweng et al., 2013).

7 DISCUSSÃO

7.1 Variações na abundância e Geoquímica dos morfotipos de *G. ruber*

Os resultados das análises de abundância relativa, isótopos de oxigênio e carbono e da razão Mg/Ca, para ambos testemunhos, mostram claramente que *G. ruber* ss e *G. ruber* sl representam dois grupos de espécimes ecologicamente distintos.

Os maiores valores de $\delta^{18}\text{O}$ e menores de $\delta^{13}\text{C}$ observados em *G. ruber* sl ao longo do testemunho GL-854 (Figura 19 e Figura 20, respectivamente) sugerem que este morfotipo calcifica em menores temperaturas, ou seja, em maiores profundidades em relação a *G. ruber* sl na porção norte da Bacia de Santos. Estudos em outras regiões oceânicas já haviam verificado este mesmo comportamento geoquímico para *G. ruber* sl (Wang, 2000; Lowemark et al., 2005; Steinke et al., 2005; Sadekov et al., 2008, entre outros).

Kawahata (2005) investigou a distribuição espacial e condições ambientais *in-situ* dos dois morfotipos no oceano moderno e observou que *G. ruber* sl é dominante em profundidades maiores que a zona eufótica, onde a intensidade de luz é menor que 0,1% da intensidade da superfície. Isto sugere que sua nutrição possa ser mais dependente da predação de algas ou zooplâncton do que da atividade dos seus simbioss. Este resultado é confirmado também por outros estudos de rede de plâncton, que mostram *G. ruber* ss predominante na superfície (aproximadamente 5 metros de profundidade), sendo responsável por 93% da abundância total de *G. ruber*.

Os maiores valores de $\delta^{13}\text{C}$ no morfotipo *G. ruber* ss encontrados nos testemunhos GL-824 (Figura 16) e GL-854 (Figura 20) podem estar relacionados com atividade fotossintética mais intensa das algas simbióticas no habitat mais próximo à superfície marinha deste morfotipo, conforme sugerido por Numberger et al. (2009). A maior utilização preferencial de $^{12}\text{CO}_2$ pelos simbioss fotossintetizantes aumenta a concentração do íon $\text{H}^{13}\text{CO}_3^-$ no microambiente de calcificação destes foraminíferos, resultando na produção de câmaras enriquecidas em ^{13}C (Rohling e Cooke, 1999).

Sabe-se que os diferentes genótipos de *G. truncatulinoides* podem adaptar-se a condições hidrográficas particulares (de Vargas et al., 2001). Dessa forma, acredita-se que os diferentes habitats de cada morfotipo de *G. ruber* também possam ser determinados por diferentes fatores-limite: a distribuição de *G. ruber* ss ser dependente

principalmente da intensidade de luz, e a distribuição de *G. ruber* sl da disponibilidade de alimento (Kuroyanagi et al., 2008).

Poucos estudos investigaram as diferenças geoquímicas entre os morfotipos ao longo do registro geológico (Wang, 2000, Steinke et al., 2005; Numberger et al., 2009; Antonarakou et al., 2015), pois a maioria dos estudos sobre o tema se concentra em análises de amostras recentes. Wang (2000), que apresenta dados desde o EIM 3, encontrou maior abundância relativa de *G. ruber* sl durante o Último Máximo Glacial (UMG) e o *Younger Dryas* (YD) e destacou que a diferença nos valores de isotópicos de oxigênio ($\Delta\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\Delta\delta^{13}\text{C}$) entre os morfotipos foram semelhantes entre o período glacial e o Holoceno, mas se reduziram a praticamente zero durante o UMG e YD, o que estaria relacionado à diminuição da estratificação da coluna d'água, causada pela aridez continental e consequente diminuição de descarga fluvial na região, e à intensificação dos ventos de monções. No presente trabalho, assim como nos estudos de Steinke et al. (2005) e Numberger et al. (2009), não foi observado tal padrão devido, em parte, à ausência (no testemunho GL-824) ou poucas amostras representativas do UMG e Holoceno (no testemunho GL-854) e as diferenças nos valores de isótopos de oxigênio entre os morfotipos ($\Delta\delta^{18}\text{O}$) durante períodos glaciais e interglaciais foram semelhantes (Tabela 3).

Os resultados das análises de Mg/Ca, em ambos morfotipos nas amostras do testemunho GL-824, indicam que a temperatura de calcificação de *G. ruber* sl pode ser até 1°C mais baixa que *G. ruber* ss na Bacia de Campos, corroborando estudos prévios em outras regiões oceânicas (e.g. Steinke et al., 2005) que mostram que *G. ruber* sl calcifica sua carapaça em maiores profundidades. Logo, a reconstituição da temperatura baseada em análises que não levam em consideração os diferentes morfotipos tem importantes implicações em estudos de paleoceanografia. Temperaturas determinadas através da utilização da população inteira de *G. ruber* podem tender a serem mais baixas do que aquelas determinadas utilizando-se somente *G. ruber* ss. Este fato pode ser particularmente importante quando a proporção entre os morfotipos não é constante ao longo do período estudado, conforme mostraram as variações de abundância relativa de *G. ruber* ss e *G. ruber* sl no testemunho GL-824 (Figura 35).

O morfotipo *G. ruber* sl apresentou valores mais altos de abundância, superiores a 30% entre o período glacial até aproximadamente 11 ka. O seu pico de abundância foi

observado em torno de 14 ka (55%), quando foi inclusive mais abundante que *G. ruber* s.s. Estas maiores abundâncias acompanham os valores de menores TSMs, conforme pode ser observado Figura 35. Esta relação sugere uma preferência deste morfotipo por águas mais frias ou, visto que a distribuição de *G. ruber* sl possivelmente é mais dependente da disponibilidade de alimento (Kuroyanagi et al., 2008), sugere-se alternativamente que este período, especialmente em torno de 14 ka possa ter sido mais produtivo, como resposta à intensificação de ventos que geram processos de mistura superficial ou à intensificação do processo de ressurgência, o que neste caso explicaria também as baixas temperaturas em torno de 14 ka. Ambos processos seriam responsáveis por trazerem mais nutrientes à camada superficial, o que favoreceria a proliferação de *G. ruber* sl.

Figura 35: **(A)** Temperatura da Superfície do Mar reconstituída a partir da análise de Mg/Ca em *G. ruber* branca e **(B)** abundância relativa do morfotipo *G. ruber* sl no testemunho GL-824.

Nos estudos de Steinke et al. (2005) e Wang (2000), no Mar Sul da China e Mar da Arábia, foram encontrados resultados similares com relação à variação de abundância destes morfotipos, com valores superiores de *G. ruber* sl durante EIM2/Último Máximo Glacial. Wang (2000) atribui a maior abundância deste morfotipo à maior produtividade neste período, causada pelo aumento de nutrientes no ambiente devido à intensificação dos ventos de monções, que geraram mistura das águas superficiais e subsuperficiais.

O padrão inverso dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ observados entre as duas bacias na margem continental brasileira, (Figura 15 e Figura 19) pode estar associado aos diferentes intervalos de tempo e resoluções compreendidos pelos dois testemunhos para o estudos dos morfotipos: enquanto o testemunho GL-824 (Bacia de Campos) possui amostras somente do Holoceno, o testemunho GL-854 (Bacia de Santos) compreende aproximadamente os últimos 400 ka, e portanto representa diversos padrões e variações paleoceanográficos, em diferentes escalas de tempo. Embora no testemunho GL-854 nenhum padrão de inversão consistente dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos morfotipos tenha sido observada entre períodos glaciais e interglaciais, as duas amostras representantes do Holoceno apresentaram ou uma diferença mínima entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber* ss e *G. ruber* sl, ou um padrão inverso comparado ao restante do testemunho, com valor isotópico de *G. ruber* ss mais pesado. Isto poderia sugerir que se trata de um padrão exclusivo do Holoceno. Neste caso, um estudo mais robusto deste período teria que ser conduzido para confirmar esta hipótese.

Outra possibilidade para explicar o padrão inverso seriam as diferentes condições oceanográficas superficiais entre os dois locais de estudo. Na região do testemunho GL-854 (Bacia de Santos), a hidrografia superficial é dominada pela presença de águas quentes, salinas e oligotróficas da Água Tropical (AT), transportada em direção sul pela corrente do Brasil (Silveira et al., 2000). Já na região do testemunho GL-824 (Bacia de Campos), as características hidrográficas superficiais marinhas são fortemente influenciadas pela interação dos vórtices gerados pelo meandramento da Corrente do Brasil com a ressurgência costeira de Cabo Frio (Campos et al., 2000; Calado et al., 2008). Estes diferentes sistemas têm importantes implicações na distribuição de nutrientes e na estrutura termohalina da coluna d'água, que podem ser responsáveis pelas diferentes profundidades de habitat dos morfotipos. Esta suposição é corroborada pelo estudo de Numberger et al. (2009), o qual sugere que as preferências individuais de habitat dos morfotipos de *G. ruber* podem ser regionalmente variáveis, dependendo das condições oceanográficas predominantes.

7.2 Sobre os *proxies* de reconstituição da Temperatura da Superfície do Mar

A Figura 36 mostra a comparação entre as temperaturas superficiais marinhas reconstituídas pela Técnica do Análogo Moderno (TSM_{TAM} – anual e de verão) a partir da assembleia de foraminíferos planctônicos e pela razão elementar de Mg/Ca em *G. ruber* branca ss ($TSM_{Mg/Ca}$) para o testemunho GL-824. É possível observar que, apesar da diferente resolução amostral dos dados de Mg/Ca e assembléia faunal, de modo geral, as tendências das curvas são similares e as principais variações ao longo do tempo foram registradas por ambas as técnicas. Contudo, as TSM_{TAM} anuais (TAM – Anual, Figura 36 A) apresentaram valores mais próximos da curva de $TSM_{Mg/Ca}$ do que as temperaturas sazonais (TAM – verão, Figura 36 B e inverno), com diferença geral média de 0,77°C. Da base do testemunho até 8,5 ka, as temperaturas de ambas as reconstituições se sobrepõem frequentemente, com exceção do intervalo entre 14,2 e 12,5 ka, onde as diferenças de temperaturas são maiores, atingindo até 3°C. A partir de 8 ka até o presente, nota-se que as $TSM_{Mg/Ca}$ são essencialmente superiores, e a diferença entre as curvas varia de 1 a 2°C.

Já as diferenças entre as TSM_{TAM} verão e $TSM_{Mg/Ca}$ são nitidamente maiores (em média 1,2°C), chegando a mais de 4°C no intervalo entre 14,2 e 12,5 ka. As temperaturas de verão reconstituídas pela Técnica do Análogo Moderno (TSM_{TAM}) são quase sempre mais quentes que as $TSM_{Mg/Ca}$. Dessa forma, acredita-se que as $TSM_{Mg/Ca}$ estão representando uma média anual, e não a temperatura média de verão conforme adotado e recomendado pelo MARGO (Kucera et al., 2005).

A composição química das carapaças de foraminíferos deriva principalmente da composição química da água do mar onde ela se calcificou. *Proxies* que são conhecidos por serem incorporados passivamente às carapaças, como por exemplo Mg/Ca, requerem conhecimento do habitat e ecologia das espécies analisadas. Sabe-se que a assembleia fóssil é essencialmente representada pelas carapaças depositadas durante o pico de máxima produção de foraminíferos (Kucera, 2007). Dependendo da espécie e das circunstâncias ecológicas, um sinal medido em um grupo de espécimes pode representar a média anual, a primavera, o verão ou o outono.

Figura 36: Registros de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no testemunho GL-824, com base em análise de Mg/Ca em *G. ruber* branca e fauna de foraminíferos planctônicos (**A**: temperatura média anual e **B**: de verão), aplicando a Técnica do Análogo Moderno.

Uma compilação global do fluxo de carapaças de foraminíferos em armadilhas de sedimento, realizada por Jonkers e Kucera (2015) confirmou que a sazonalidade é um fenômeno intrínseco a este grupo em qualquer latitude ou a intervalo de temperatura. Contudo, a amplitude do ciclo sazonal e, portanto, o efeito da sazonalidade nos registros sedimentares varia entre as espécies e especialmente, principalmente relacionada com a temperatura. Estes autores reportaram, por exemplo, que o período de fluxo máximo de carapaças de foraminíferos planctônicos registrados pelas armadilhas variou aleatoriamente em águas com temperaturas superiores a 25°C, ou seja, não houve um padrão claro ou preferencial de pico de fluxo com relação às estações do ano.

De fato, de acordo com Kucera (2007) os oceanos tropicais e subtropicais são caracterizados por um fluxo constante de carapaças de foraminíferos ao longo do ano.

Por outro lado, a reconstituição das estimativas de paleotemperaturas de inverno de ambientes marinhos localizados em altas latitudes são geralmente questionáveis, pois o crescimento dos foraminíferos planctônicos nesses ambientes é estritamente limitado aos meses de verão (Kucera et al., 2005).

A espécie *G. ruber* é a espécie de água quente melhor sucedida em termos de distribuição e abundância, sendo a espécie mais comum em águas subtropicais e a segunda mais abundante, depois de *G. sacculifer* em águas tropicais (Tolderlund e Bé, 1971). Essa espécie não ocorre em águas com temperaturas inferiores a 14°C e sua população diminui drasticamente quando transportada por correntes a ambientes transicionais. É a espécie que vive mais próxima à superfície, sendo pouco comum abaixo dos 50 metros de profundidade (Bé e Tolderlund, 1971). De acordo com diversos estudos de fluxo de foraminíferos realizados no Atlântico (e.g. Deuser, 1987; Kemle-von Mucke e Hemleben, 1999; Tedesco e Thunell, 2003; Thirumalai et al., 2015), o morfotipo branco de *G. ruber* seria perene ao longo do ano inteiro, não apresentando picos de fluxo em nenhuma estação sazonal específica.

Por outro lado, um estudo conduzido recentemente próximo à área do presente estudo por Venâncio et al. (2017) (23,6°S, 41,6° W, profundidade de 145 metros) revelou que, dentre as espécies mais abundantes encontradas na região (*G. ruber* branca e rosa, *T. sacculifer*, *O. universa*, *N. dutertrei*, *G. menardii*) somente as espécies *G. ruber* branca e *N. dutertrei* apresentaram componente sazonal de fluxo. Portanto, a presença das outras 4 espécies nos registros sedimentares deve refletir condições médias anuais. Já *G. ruber* branca apresentou um único pico de fluxo durante o verão e *N. dutertrei* exibiu dois picos de fluxo: um na primavera e outro no outono. Porém, os próprios autores comentam que a amplitude da sazonalidade para estas espécies foi pequena e que pouco efeito teve sobre os valores ponderados (por fluxo) de $\delta^{18}\text{O}$ medidos nas espécies, em comparação com os valores anuais.

Portanto, com base nos estudos realizados no Atlântico sobre fluxo de foraminíferos, mostrando a aparente ausência de sazonalidade para a espécie *G. ruber* branca e nos dados gerados no presente trabalho, que indicaram temperaturas reconstituídas por Mg/Ca mais similares às temperaturas anuais reconstituídas pela fauna de foraminíferos planctônicos, sugere-se que os valores geoquímicos registrados pela espécie *G. ruber* branca representam condições médias anuais.

Com relação às diferenças observadas nas temperaturas reconstituídas pelas duas técnicas, podemos assumir que, em parte, estão relacionadas provavelmente ao fato de os valores da TSM calculados pela Técnica do Análogo Moderno incluírem as contribuições das espécies superficiais e também subsuperficiais (e.g. *G. truncatulinoides*, *G. crassaformis*, *G. menardii*), enquanto que os valores de TSM calculados pela razão Mg/Ca refletem basicamente a camada mais superficial da coluna d'água. As menores diferenças entre as duas TSM calculadas na base do testemunho podem indicar uma coluna d'água mais homogênea, com menor contraste de temperatura entre a superfície e a camada sub-superficial, ao passo que na parte superior do testemunho, onde são observadas as maiores diferenças, as temperaturas superficiais aumentaram, e a contribuição mais fria das espécies subsuperficiais nas TSM_{MAT} fez com estas fossem, no geral, menores que as TSM_{Mg/Ca}.

Além do mais, é preciso ressaltar que embora a temperatura seja o fator primário responsável pela distribuição geral dos foraminíferos, diversas espécies reagem sensivelmente a outros parâmetros hidrográficos como oxigenação, salinidade, disponibilidade de nutrientes, condições de ressurgência e profundidade da termoclina, especialmente quando estas espécies se encontram dentro do seu intervalo ótimo de temperatura (Hemleben *et al.*, 1989; Ortiz and Mix, 1992). Mas apesar de toda a complexidade envolvida, é assumido que todas as espécies contribuem com algum grau de informação relacionada com a temperatura da água na qual elas vivem e se reproduzem, sendo, portanto, a assembleia de foraminíferos planctônicos uma ferramenta bastante válida para reconstituição de temperaturas pretéritas.

7.3 Temperaturas da Superfície do Mar durante o Último Máximo Glacial

A reconstituição das paleotemperaturas da superfície do mar pela Técnica do Análogo Moderno permitiu estimar para o Último Máximo Glacial (UMG - 23 – 19 ka), valores de 25,49 °C para as TSM de verão; 23,71°C para TSM anual e 21,71°C para TSM de inverno, o que corresponde a uma anomalia de temperatura entre o UMG e o recente de -0,8; -0,9 e -1,2 °C, respectivamente (Tabela 7).

De acordo com as últimas reconstituições de temperatura utilizando a mesma técnica para a porção sudoeste do Atlântico Sul (Tabela 8), o resfriamento foi muito

modesto, em comparação com outras regiões oceânicas. De fato, uma das menores amplitudes de resfriamento nos oceanos durante UMG foi observada na porção oeste do Giro Subtropical, com valores entre -1 e -2 °C (Trend-Staid e Prell, 2002; Niebler et al., 2003; Kucera et al., 2005).

Na Tabela 8 estão indicadas as temperaturas reconstituídas em áreas próximas ao GL-824 (Kucera et al., 2005; Niebler et al., 2003). Considerando as diferentes localizações dos testemunhos, é possível observar que os valores encontrados no presente estudo são similares aos reconstituídos previamente na região utilizando técnicas estatísticas baseadas em foraminíferos planctônicos.

Tabela 7: Anomalias de Temperaturas Superficiais Marinhas (TSM) anuais e sazonais entre o Último Máximo Glacial (UGM – 19 e 23 ka) e o Recente no presente estudo.

	TSM – Verão °C	TSM – Anual °C	TSM – Inverno °C
UMG (MAT)	25,49	23,71	21,71
UMG (Mg/Ca)	-	23,97	-
Recente - WOA13	26,27	24,59	22,93
Anomalia (MAT)	-0,8	-0,9	-1,2
Anomalia (Mg/Ca)	-	-0,6	-

Tabela 8: Temperaturas Superficiais Marinhas Anuais e Sazonais reconstituídas para o Último Máximo Glacial (23 – 19 ka), com base em foraminíferos planctônicos e funções de transferência.

Testemunho	Lat °S	Long °W	TSM-Verão °C	TSM – Anual °C	TSM – Inverno °C	Referência
GeoB2109-1	27,91	45,88	25,05	22,50	20,28	1
			25,20	23,37	20,73	2
GeoB2117-1	23,04	36,65	26,20	24,00	22,10	1
			25,77	24,25	22,12	2
GeoB2125-1	20,82	39,86	26,15	24,30	22,55	1
			26,04	24,67	22,92	2
GL-824	23,48	41,13	25,49	23,67	21,71	3

Referências: 1: Kucera et al. (2005); 2: Niebler et al. (2003); 3: presente estudo

O Projeto MARGO, além das assembleias de foraminíferos planctônicos, utilizou também, em determinadas regiões, outros *proxies* para reconstituir a TSM durante o UMG, como por exemplo o índice UK₃₇. Este *proxy* baseia-se na medição da abundância relativa de alquenonas de cadeia longa (Brassell et al., 1986). Estas moléculas são produzidas por algumas espécies de algas marinhas e de acordo com Rosell-Melé et al.,

(2004) as estimativas de TSM podem ser interpretadas como refletindo os valores médios anuais na superfície do oceano (0 m). O testemunho GeoB2125-1 (Tabela 8) localizado próximo à área de estudo possui também análises de UK₃₇, que permitiram estimar a TSM anual para o UMG em 24,1°C (dados não publicados de J.P. Muller). Como podemos observar, este valor é praticamente igual àqueles reconstituídos por técnicas estatísticas utilizando a fauna de foraminíferos planctônicos para o mesmo testemunho (Tabela 7), resultando em uma anomalia para ambas as técnicas entre o UMG e o presente (WOA13, média anual, a 0 m de profundidade) de -1,38°C.

Lourenço et al. (2016) realizaram estimativas de paleotemperaturas, através de análises de UK₃₇ na margem continental sudeste brasileira (24,65°S, 44,4°W) nos últimos 34 mil anos. O período que compreende o UMG registrou temperatura média de 22,33°C, resultando em anomalia de 1,65 °C, similar à proposta pelo MARGO para esta região.

As temperaturas reconstituídas por Mg/Ca no presente estudo registraram uma média de 23,97 °C para o Último Máximo Glacial (baseada em 10 amostras presentes entre 19 e 23 ka), o que corresponde a uma anomalia de -0,63 °C em relação à temperatura moderna atual (WOA 2013) ou de -1°C de acordo com a reconstituição por Mg/Ca da amostra mais recente do testemunho GL-824.

O projeto MARGO utilizou também a razão de Mg/Ca em carapaças de foraminíferos para reconstituir as temperaturas do UMG, contudo, na porção oeste do Atlântico Sul não foram realizadas tais medições. De fato, os dados disponíveis de Mg/Ca do projeto MARGO se concentram basicamente na região equatorial pois, além de esta, à época, ser uma ferramenta relativamente nova, não havia ainda calibrações para as regiões de altas latitudes (Barker et al., 2005; Kucera et al., 2005).

Posteriormente, reconstituições de paleotemperaturas por Mg/Ca realizadas para o UMG, como em Carlson et al. (2008) apontam para um resfriamento de 1°C na porção oeste do Atlântico Sul ou nenhum resfriamento (Santos et al., 2017).

As possíveis diferenças entre anomalias geradas pelos diferentes *proxies* eram esperadas, visto que as estimativas dependem da ecologia e biologia de cada organismo fonte, bem como as abordagens estatísticas usadas para calibrar o *proxy*. As incertezas são intrínsecas a cada abordagem, já que cada calibração é derivada empiricamente, com base em conjuntos de dados de tamanhos e cobertura espacial diferentes (Kucera

et al., 2005). Mas de acordo com Bard (2001), há uma concordância de modo geral sobre a amplitude de variação de temperatura entre o último máximo glacial e o presente em baixas e médias latitudes calculadas pelas técnicas de alquenonas, Mg/Ca e assembleia de foraminíferos. Portanto, o presente estudo confirma, através de dois *proxies* independentes, um resfriamento modesto durante o UMG, em relação ao atual, da porção do Atlântico Sul, porém com estimativa de intervalo de resfriamento ligeiramente inferior ao proposto anteriormente, entre 0,6 e 1,2°C.

7.4 Análise Fatorial – Distribuição atual das espécies associadas e Interpretação dos Fatores

A interpretação e a discussão dos 4 primeiros fatores mais relevantes gerados pela Análise Fatorial da assembleia de foraminíferos planctônicos, foram feitas com base na ecologia das respectivas espécies associadas descrita na literatura. Diversos estudos conduzidos por armadilhas de sedimento, redes de plâncton e de sedimentos superficiais (*core top* e *box-core*) mostram a relação entre a distribuição e abundância destes organismos com parâmetros ambientais, tais como temperatura, salinidade, estrutura da coluna d'água e disponibilidade de nutrientes (*e.g.* Bé, 1977; Bé e Tolderlund, 1971; Boltovskoy et al., 1996; 2000; Niebler et al., 1999; Zaric et al., 2005). Próximo à região de estudo, Lessa et al. (2014) associaram a distribuição e a abundância dos foraminíferos nos sedimentos superficiais sobre a plataforma continental com a maior/menor influência das águas da plataforma, com a pluma da ressurgência de Cabo Frio e com a intensidade e posição da Corrente do Brasil.

De acordo com a Análise Fatorial da assembleia de foraminíferos planctônicos efetuada no testemunho GL-824, o **Fator 1**, o qual explicou 26,58% da variância total dos dados, está inversamente relacionado às seguintes espécies que apresentaram maior contribuição em módulo: *G. tenella*, *G. calida* e *G. rubescens* (Figura 37 A). No Atlântico Sul, estas 3 espécies são restritas a regiões de águas mais quentes (Kemle-von Mucke e Hemleben, 1999), e são geralmente correlacionadas em estudos de *core top* e *box-core* com outras espécies tipicamente tropicais/subtropicais de águas quentes, como *G. ruber* e *G. sacculifer* (Hilbreth, 1996; Conan e Brummer, 2000; Morey et al., 2005). No entanto, alguns estudos apontam que essas 3 espécies não habitam a porção mais superficial da camada de mistura, como *G. ruber* e *G. sacculifer*, mas sim maiores

profundidades, entre 50 e 200 metros (Fairbanks et al., 1982; Bé et al., 1985; Hilbreth, 1996). Portanto, podemos associar o Fator 1 à “temperatura subsuperficial” da área de estudo, com valores dos escores fatoriais mais negativos indicando aumento da temperatura das camadas entre 50 e 200 m de profundidade.

Da base do testemunho até aproximadamente 15 ka, os valores do Fator 1 são essencialmente positivos, lembrando que este fator se correlaciona inversamente com a abundância relativa das suas espécies associadas (Figura 37 A). Portanto, entre ~25 – 15 ka, *G. tenella*, *G. calida* e *G. rubescens* apresentaram menores abundâncias, indicando temperaturas subsuperficiais mais baixas. Entre 15 e 5 ka, os escores fatoriais alternaram-se entre valores positivos e negativos, mas com tendência geral ao aumento dos valores negativos. Em aproximadamente 7,6 ka foram observados os menores valores do Fator 1, os quais correspondem às altas abundâncias das 3 espécies associadas (em torno de 20%), indicando um pico de aquecimento das camadas subsuperficiais. A partir de 5 ka até o topo do testemunho, os valores do Fator 1 mostram-se mais negativos do que positivos, atingindo valor máximo negativo em 3,6 ka.

O **Fator 2**, que explicou 19,49% da variância total dos dados está positivamente associado a *N. dutertrei*, *G. truncatulinoides* e *N. incompta* (Figura 37 B). O habitat preferido de *N. dutertrei* é no domínio da termoclina, próximo ao máximo de clorofila sub-superficial (*Deep Chlorophyll Maximum* ou DCM) (Bé e Tolderlund, 1971; Fairbanks e Weibe, 1980; Fairbanks et al., 1982). Nas regiões oceânicas oligotróficas, como nos grandes giros do Atlântico e Pacífico e em áreas temperadas durante o verão, as camadas superiores da zona eufótica se caracterizam pela depleção de nutrientes devido ao seu consumo no processo intenso da fotossíntese. Abaixo desta camada, ocorre o máximo sub-superficial de clorofila, mais precisamente dentro da picnoclina, que se desenvolve durante os períodos de estratificação. Alguns estudos ressaltam também que *N. dutertrei* seria melhor adaptada às condições pós-ressurgência, quando a abundância de fitoplâncton é alta, porém a coluna d’água já apresenta maior estabilidade e certa estratificação (Sautter e Thunell, 1991; Sautter e Sancetta, 1992).

Figura 37: Escores fatoriais dos 4 primeiros fatores gerados pela Análise Fatorial e espécies associadas que apresentaram maior carga fatorial em módulo. Gráficos representam média de 5 pontos. **(A)** Fator 1 – Temperatura Subsuperficial; **(B)** Fator 2 – Termoclina; **(C)** Fator 3 – Ressurgência e **(D)** Fator 4 – Corrente do Brasil.

No Atlântico Sul, *N. dutertrei* é mais frequente na porção leste da bacia, estendendo-se da zona tropical até a temperada, com abundâncias superiores a 10%. As maiores abundâncias são observadas nas áreas de ressurgência na costa da África, onde a termoclina é rasa e estas espécies representam entre 25 e 40% dos foraminíferos planctônicos dos sedimentos superficiais (Kemle-von Mucke e Hemleben, 1999). Venâncio et al. (2017) calcularam a profundidade de calcificação desta espécie na porção oeste do Atlântico Sul e encontram valores entre 60 – 70 metros, o que estaria de acordo com a profundidade do máximo de clorofila subsuperficial da região (Gianesella, 2000).

Outra espécie associada ao Fator 2, *G. truncatulinoides*, é amplamente conhecida por apresentar um dos mais profundos habitats na coluna d’água dentre os foraminíferos planctônicos, podendo chegar até 1000 metros de profundidade durante

do seu ciclo de vida (Hemleben et al., 1989). Sua distribuição geográfica parece estar relacionada com o grau de mistura ou estratificação da coluna d'água, sendo mais rara em áreas onde a escala de mistura vertical é menor que a profundidade necessária para completar seu ciclo de vida (Lohmann, 1992). O seu ciclo de vida, por sua vez, aparenta ser anual e está sincronizado aos processos sazonais de mistura vertical, sendo que o retorno das formas juvenis às águas superficiais é facilitado pela menor estratificação da coluna de água (Hemleben et al., 1989; Lohmann, 1992). Portanto, esta espécie é melhor representada em áreas subtropicais, onde é possível observar uma coluna d'água mais homogênea durante o inverno, como resultado do resfriamento sazonal mais intenso das camadas mais superficiais (Bé, 1977; Mülitz et al., 1997).

Com aperfeiçoamento das técnicas genéticas, a partir da década de 90, foi crescente a sua aplicação em estudos de foraminíferos planctônicos para esclarecer suas relações filogenéticas e taxonômicas. De Vargas et al. (2001) por exemplo, confirmaram que as populações de *G. truncatulinoides* no Atlântico correspondem, na verdade, a 4 espécies (*sp. 1*, *sp. 2*, *sp. 3* e *sp. 4*) adaptadas a condições hidrográficas distintas. Os autores encontraram 2 espécies típicas de águas subtropicais (*sp. 1*, que compreende apenas espécimes levógiros e *sp. 2*, com espécimes levógiros e dextrógiros) e 2 espécies típicas de águas temperadas (*sp. 3* é exclusiva da Convergência Subantártica e *sp. 4*, habitante das águas subantárticas), sendo ambas apenas com espécimes levógiros. Ainda de acordo com de Vargas et al. (2001) e posteriormente confirmado por Renaud e Schmidt (2003), o tipo genético subtropical *sp. 1*, que compreende espécimes apenas levógiros está associado a ambientes oligotróficos e o tipo *sp. 2*, que compreende espécimes dextrógiros e levógiros, está associado a ambientes mais ricos em nutrientes, como as margens dos giros subtropicais. A ocorrência nas amostras do presente estudo de espécimes essencialmente dextrógiros, pode ser considerada um indicativo para a presença de *sp. 2* na nossa área de estudo, e sua maior ocorrência, relacionada ao aumento de produtividade.

A espécie *N. incompta*, também relacionada ao Fator 2, foi por muito tempo considerada como o morfotipo dextrógiro da espécie *N. pachyderma*. Após evidências genéticas do estudo conduzido por Darling et al., (2006) foi demonstrado que o sentido de enrolamento para a direita é uma característica genética, hereditária ao longo do tempo, e não uma característica morfológica que refletiria uma variação ecofenotípica,

como se pensava anteriormente. Portanto, *N. incompta* é uma espécie completamente diferente e com distribuição espacial distinta de *N. pachyderma*, sendo mais abundante em menores latitudes (transicional a subtropical) (Kemle-von Mucke e Hemleben, 1999). Assim como *N. dutertrei*, *N. incompta* também exibe uma forte preferência pelas concentrações máximas de clorofila-a na coluna d' água (Kuroyanagi e Kawahata, 2004).

Portanto, levando em consideração que as 3 espécies associadas ao Fator 2 apresentam relação com ambientes relativamente mais produtivos, com grau de estratificação da coluna d'água baixo a moderado, ambos relacionados à profundidade da termoclina, o Fator 2 foi nomeado de “profundidade da termoclina”. Valores (positivos) mais altos dos escores fatoriais indicam que a termoclina estava mais rasa e/ou a coluna d'água, mais homogênea, favorecendo estas 3 espécies (*N. dutertrei*, *G. truncatulinoides* e *N. incompta*) (Figura 37 B).

Tais condições foram especialmente observadas entre a base do testemunho e 8,6 ka, onde os valores dos escores foram essencialmente positivos e maiores, refletidos pela presença ou maior abundância de *N. dutertrei*, *G. truncatulinoides* e *N. incompta*. A menor estratificação da coluna d'água neste período pode estar relacionada às menores temperaturas da superfície do mar (TSMs) observadas, de maneira geral, durante o período glacial e a deglaciação, conforme mostraram as reconstituições de paleotemperaturas no presente estudo (Figura 39 F e G). Portanto, a menor diferença de temperatura entre a superfície e as camadas subsuperficiais faz com que a estrutura da coluna d'água fique mais homogênea, sem a presença de uma termoclina marcante. Essas condições são observadas atualmente durante o inverno na região transicional (entre 30 e 60 °C) do Atlântico Sul. A atuação de ventos mais intensos gera processos de mistura que também agem na homogeneização das camadas mais superficiais (Castro et al., 2006).

Entre 14 e 12 ka é observado um aumento abrupto dos valores dos escores fatoriais, que corresponde às maiores abundâncias relativas das 3 espécies associadas. Esse aumento poderia ser explicado também pelo aumento prolongado da intensidade de ressurgência na área. De acordo com Thunell et al. (1983) há maior abundância das espécies *N. dutertrei* e *N. incompta* quando aumenta a disponibilidade de nutrientes na zona eufótica para abastecer a produtividade primária. O aumento da ressurgência resultaria também na diminuição da profundidade da termoclina, assim como a

advecção de águas mais frias para a superfície tornaria a coluna d'água mais homogênea em termos de temperatura, favorecendo assim o ciclo de reprodução de *G. truncatulinoides*.

Após este intervalo, os valores dos escores fatoriais diminuem rapidamente e a partir de 8,6 ka até o topo do testemunho os valores dos escores fatoriais são todos negativos, refletidos pelas baixíssimas abundâncias (menor que 1%) ou mesmo ausência dessas 3 espécies. Esta condição reflete maior estabilidade da coluna d'água (maior estratificação) e termoclina mais profunda.

O terceiro fator em importância gerado pela análise fatorial, **Fator 3**, explicou 13,13% da variância total dos dados e está positivamente correlacionado à espécie *G. bulloides* (Figura 37 C). Esta espécie é característica de regiões, tanto de ressurgência em baixas latitudes, quanto de regiões onde ocorre aumento da produção primária sazonal em médias e altas latitudes (Bé e Tolderlund, 1971; Naidu and Malmgren, 1996; Schiebel et al., 2001). *G. bulloides*, a qual não possui simbioses e vive acima da termoclina, nos primeiros 60 metros da coluna d'água, é também descrita como uma espécie oportunista, que domina a assembleia total de foraminíferos em locais eutróficos e mesotróficos (Sautter e Thunell, 1989).

No centro da ressurgência de Cabo Frio, sobre a Plataforma Continental, Lessa et al. (2014; 2016) encontraram abundância relativa desta espécie em torno de 18% nos sedimentos superficiais atuais e holocênicos. Em estudos prévios realizados em áreas adjacentes, mais afastadas da área do centro da ressurgência, os valores ficaram abaixo dos 5% durante o Holoceno e último deglacial (Lessa et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015). Os autores concluíram, portanto, que os altos valores (maiores que 15%) da abundância de *G. bulloides* são um indicativo do processo de ressurgência na margem continental sudeste brasileira, e que tais números são comparáveis aos sistemas mais intensos de ressurgência de borda leste, como na costa do Chile (média de 15%, mas chegando a 30%; Mohtadi et al., 2005), Benguela (10–50%; Little et al., 1997) e do sul e sudoeste da Indonésia (15-29% Mohtadi et al., 2007). Na Bacia de Cariaco, *G. bulloides* é a espécie dominante durante o período de ressurgência, representando entre 50 e 70% da assembleia total (Tedesco e Thunell, 2003). Portanto, o Fator 3 foi nomeado de “ressurgência”, e altos valores de escores fatoriais indicam maior atividade ou intensidade desse fenômeno.

No presente estudo, valores consistentes maiores que 15% de abundância relativa de *G. bulloides* foram observados somente entre 13,5 e 12,5 ka, com picos de 19%, refletidos nos altos escores do Fator 3. Este inclusive foi o mesmo período onde foram observados os maiores escores do Fator 2, conforme acima mencionado. Portanto, trata-se do intervalo de maior produtividade registrado ao longo dos últimos 26 ka, sugerindo que a influência do sistema de ressurgência de Cabo Frio, o qual é atualmente restrito às plataformas interna e média da região, pode ter aumentado a sua intensidade e se expandido até o talude superior, favorecendo assim a proliferação mais consistente desta espécie, assim como foi sugerido por Lessa et al. (2017) para o EIM 5 (~100 – 129 ka).

Este fator apresentou ainda tendência geral de aumento dos valores dos escores desde a base do testemunho até o topo. Na parte inferior do registro, entre 26 e 15,04 ka foram observados valores essencialmente negativos do Fator 3, refletidos nas menores abundâncias desta espécie, indicando condições mais desfavoráveis ao seu desenvolvimento. Após o período de valores máximos do Fator 3 mencionados anteriormente, entre 13,5 e 12,5 ka, os valores dos escores diminuíram, porém permaneceram acima de zero e, portanto, foram superiores aos valores encontrados próximo à base do testemunho.

O quarto e último fator discutido, **Fator 4**, explicou 11% da variância total e está inversamente relacionado a *G. ruber* e diretamente a *G. glutinata* (Figura 37 D). Conforme mencionado anteriormente, *G. ruber* é a espécie mais abundante em regiões subtropicais e a segunda, após a espécie *G. sacculifer*, em regiões tropicais, apresentando preferência por águas superficiais bem estratificadas e que apresentem temperaturas superiores a 20°C (Tolderlund e Bé, 1971). Esta espécie possui simbioses associados e vive em ambientes oligotróficos, caracterizados por alta salinidade e baixas concentrações relativas de nutrientes e clorofila, onde a disponibilidade de alimentos é escassa (Watkins et al., 1996). Essas condições hidrográficas descritas são típicas da Água Tropical, massa d'água presente em nossa região de estudo e transportada superficialmente pela Corrente do Brasil (Silveira et al., 2000). De fato, em estudo prévio realizado por Lessa et al. (2014), *G. ruber* foi mais abundante, representando até 76% da assembleia em amostras sedimentares superficiais localizadas no talude da Bacia de

Campos, ou seja, sob a influência da Água Tropical e, portanto, mais distantes da costa ou do sistema de ressurgência de Cabo Frio.

G. glutinata por outro lado, é considerada uma espécie euritêmica e, portanto, se prolifera sob uma ampla faixa de temperatura (entre 6 e 25°C), estando presente desde a região equatorial até os pólos, sempre nas porções mais profundas da camada de mistura. Alguns estudos descrevem *G. glutinata* como uma espécie oportunista, cujas maiores abundâncias são observadas em áreas onde os nutrientes são trazidos para a camada superficial, independentemente da estrutura térmica da coluna d'água (Hemleben et al., 1989; Sautter e Thunell, 1991; Kemle von Mücke e Hemleben, 1999; Schmuker e Schiebel, 2002; Machain–Castillo et al. 2008). Schmuker e Schiebel (2002) sugerem, inclusive, que esta espécie poderia ser utilizada para reconstituições paleoceanográficas de frequência e intensidade de vórtices ciclônicos no Mar do Caribe, já que sua maior abundância foi claramente associada à formação desses vórtices, que são responsáveis por elevar a concentração de nutrientes nas camadas mais superficiais.

Processo similar de intensificação da ressurgência da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) pela formação de vórtices a partir do meandramento da Corrente do Brasil (CB) ao largo da margem continental sudeste brasileira foi sugerido por Campos et al. (2000), Calado et al. (2010), entre outros. A CB desenvolve intensa atividade de meso-escala enquanto flui adjacente à costa da América do Sul (Silveira et al., 2004). As maiores amplitudes de meandramento da CB e formação de estruturas vorticais são frequentemente observadas na margem continental à altura de Vitória (20°S) e de Cabo Frio (23°S). Estes meandros podem ser facilmente reconhecidos por excursões de águas mais frias sobre a área oceânica, provenientes da Água Costeira (AC) e da ACAS (Calado et al., 2006).

Portanto, levando-se em consideração a ecologia e distribuição das duas espécies relacionadas opostamente, o Fator 4 foi nomeado de “Corrente do Brasil”. Valores dos escores mais negativos, refletidos pela maior abundância de *G. ruber* indicam maior intensidade, estabilidade (Cushman-Roisin e Beckers, 2011) e atuação da CB na nossa área de estudo. Além disso, mudanças na TSM da CB podem ser positivamente correlacionadas com a sua intensidade (Matano, 1993; Locarnini et al. (2010). Assim, juntamente com escores mais negativos do Fator 4 (maior abundância de *G. ruber*), espera-se encontrar maiores valores de temperaturas. Por outro lado, valores

mais positivos dos escores fatoriais, refletidos pelo aumento da abundância da espécie *G. glutinata*, indicam menor intensidade e estabilidade da CB, associada à presença mais intensa de vórtices, responsável pelo aporte de águas mais frias e com maior concentração de nutrientes (AC e ACAS) para a região oceânica.

No presente estudo, o Fator 4 mostrou bastante variabilidade entre valores de escores positivos e negativos, mas de uma maneira geral apresentou tendência de diminuição dos seus valores da base para o topo do testemunho (Figura 37 D). Alguns valores máximos negativos foram observados em 25; 18; 14,4; 11,5 ka e no topo do testemunho, refletidos pelas altas abundância da espécie *G. ruber*. Estes picos estariam associados à maior intensidade e atuação da CB na nossa área de estudo. Por outro lado, valores máximos positivos foram observados em 23,42; 15,05; 13,3 e 7,6 ka, refletidos pelo aumento da abundância da espécie *G. glutinata*. Estes picos estariam associados a menor intensidade da CB e possivelmente maior intensidade de formação de vórtices, que trariam águas mais frias e produtivas para a nossa área de estudo.

7.5 Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico e variações das TSMs e da assembleia de foraminíferos planctônicos.

O testemunho GL-824, cuja a base foi datada em ~26 ka, compreende pelo menos 3 intervalos climáticos marcados por condições oceanográficas distintas: o período final da última glaciação (que teve início em torno de 116 ka); a deglaciação (19 – 11 ka) e o Holoceno (11 ka – presente). Nestes intervalos são observadas variações climáticas globais que foram desencadeadas por mudanças na intensidade de insolação, na cobertura de gelo, nas concentrações de gases de efeito estufa e outros *feedbacks* que produziram respostas regionais e globais distintas (Clark *et al.*, 2012).

No presente estudo, foi possível identificar no testemunho GL-824 variações nas assembleias de foraminíferos planctônicos e nos *proxies* geoquímicos, relacionadas aos principais eventos climáticos descritos para este intervalo, como o Último Máximo Glacial (UMG, 23 – 19 ka), que é considerado o ápice da última glaciação, onde ocorreu o máximo de volume de gelo armazenado sobre os oceanos e continentes; o evento *Heinrich 1* (HS1, 19 – 14,7 ka) e *Younger Dryas* (12,9 – 11,5 ka) que se caracterizam pelo resfriamento de diversas porções do globo; o evento Bolling-Allerod (14,7 – 13 ka), que se caracteriza por um aquecimento no hemisfério norte e que coincide com *Antarctic*

Cold Reversal (ARC), evento de resfriamento reconhecido em testemunhos de gelo da Antártica e outros registros do oceano austral (Figura 38 e Figura 39) (Shakun e Carlson, 2010).

Figura 38: Registros geoquímicos e faunal do testemunho GL-824 e registros de $\delta^{18}\text{O}$ de testemunhos de gelo dos hemisférios norte e sul. (A) NGRIP da Groenlândia (NGRIP members, 2004) e (F) EDML da Antártica (EPICA members, 2006). (B) – (E) presente estudo: (B) Temperatura da Superfície do Mar (TSM) anual calculada pela Técnica do Análogo Moderno; (C) TSM calculada pelo proxy Mg/Ca em *G. ruber* branca; (D) $\delta^{18}\text{O}$ em *G. ruber* branca; (E) $\delta^{18}\text{O}_{\text{corr.vol. gelo}}$; (F) $\delta^{13}\text{C}$ em *G. ruber* branca.

Segundo a teoria de Milankovitch, os grandes ciclos climáticos globais estariam associados aos parâmetros orbitais da Terra, como a excentricidade, obliquidade e

precessão. Estes parâmetros influenciariam a distribuição sazonal e latitudinal de radiação solar recebida pela Terra, sendo que a radiação durante o verão, a 65°N seria crítica para o desencadeamento de glaciações e deglaciações. Isto porque as calotas polares continentais se formam próximas a essa latitude, e verões mais frios podem não ser eficientes para promoverem o derretimento do gelo sazonal, levando ao acúmulo de gelo e, eventualmente, ao crescimento e expansão da cobertura de gelo (Elias, 2013).

Associadas às forçantes externas, *i.e.* os parâmetros orbitais acima mencionados, as forçantes internas também atuariam em conjunto, promovendo as variações climáticas observadas durante o Quaternário. Estas estariam relacionadas ao albedo, associado à expansão da cobertura de gelo; à circulação termohalina, responsável pela redistribuição de calor e sal por todas as bacias oceânicas; à concentração de gases de efeito estufa na atmosfera, entre outras.

As variações nas TSMs e assembleias de foraminíferos planctônicos observadas no presente estudo (Figura 39) podem ser principalmente explicadas pelas variações na configuração e intensidade da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC – *Atlantic Meridional Overturning Circulation*). Diversos estudos têm demonstrado os seus múltiplos modos de configuração e intensidade, com a possibilidade de transições rápidas entre eles (Stommel, 1961). Além disso, as variações da AMOC são consistentes com o modelo antifásico (*see-saw pattern*) observado pelos registros de temperaturas da superfície do mar (TSMs) entre os hemisférios (*e.g.* Weldeab et al., 2006; Rahmstorf, 2002; Bohm et al. 2015; Chiessi et al., 2015). Isto significa que em intervalos de AMOC reduzida, há um menor transporte de calor e sal pelas correntes marinhas superficiais e subsuperficiais através do equador para o hemisfério norte e como consequência temos a diminuição das TSMs e salinidades superficiais na região do Atlântico Norte e acúmulo de calor e sal no Atlântico Sul, indicados pelos aumentos das TSMs e salinidade nesta porção do Atlântico.

Durante o **UMG**, a AMOC estava ativa, mas com intensidade reduzida em relação ao presente (Duplessy et al. 1988; Lynch-Stieglitz et al. 2007). Seguindo a definição de Bohm et al. (2015) para os diferentes modos de arranjo e intensidade da AMOC, neste período ela se encontraria no “modo frio ou glacial” (*cold mode*, Figura 4), onde a formação e circulação da APAN seria diminuída e ocorreria em menores profundidades (até 3000 m). Deste modo, a eficiência no transporte de calor e sal do Atlântico Sul para

o Norte teria diminuído, e seria esperado um aumento tanto da temperatura quanto da salinidade no registro do Atlântico Sudoeste. No entanto, observou-se o contrário no presente estudo. Conforme foi apresentado anteriormente, registrou-se um resfriamento modesto na nossa região (entre 0,6 e 1,2°C) durante o UMG em relação ao presente (Figura 39 F e G) e a média de salinidade para o período foi a menor de todo o registro, em torno de 1,45‰ (Figura 39 H).

As menores salinidades registradas durante o UMG podem estar relacionadas ao deslocamento da ZCIT para sul durante este período de resfriamento no Hemisfério Norte (*e.g.* Wang et al., 2004), conforme observamos atualmente sua migração em direção ao hemisfério mais quente. A posição mais ao sul da ZCIT poderia ter fortalecido a atividade de convecção do Sistema de Monção da América do Sul associado à Zona de Convergência do Atlântico Sul, aumentando assim a intensidade de precipitação na região (*e.g.* Vuille et al., 2012), com consequente diminuição da salinidade superficial. Outro mecanismo que poderia explicar tanto os menores valores de salinidade quanto os de temperatura, seria a intrusão persistente de águas mais frias e menos salinas de origem sul.

A presença da espécie de foraminífero planctônico *G. inflata*, (Figura 27) restrita no nosso registro entre 26 e 15 ka, aproximadamente, sugere a penetração de águas oriundas da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) durante este período na área de estudo. De acordo com Boltovskoy et al. (1996), esta espécie é típica de águas transitórias no Atlântico Sul, estando presente consistentemente entre as latitudes de 34 e 56° S e representando 4% da fauna de foraminíferos planctônicos encontrados na região. Em torno de 42°S, estes autores observaram picos de abundância de 33%. A CBM, cujo centro se localiza em torno de 38°S (Piola e Matano, 2001), tende a se deslocar para norte durante o inverno austral e para sul, durante o verão. A latitude mais ao norte reconhecida da intrusão de correntes geradas pela CBM é de 28°S, tendo sido observado um evento episódico em 23°S no ano de 1993 (Campos et al., 1996). Tal evento foi atribuído posteriormente à intensificação dos ventos de oeste, visto que a análise de uma série histórica de dados hidrográficos e de ventos mostrou que naquele ano (1993) foram observadas as maiores intensidades de ventos de oeste desde 1949 (Piola et al., 2005).

Além disso, estudos observacionais na região da CBM mostram que é comum, tanto o desprendimento de anéis de núcleo quente da Corrente do Brasil que adentram no giro subantártico, quanto filamentos ou anéis de águas frias que se desprendem da Corrente das Malvinas e penetram na célula de recirculação que domina a porção sudoeste do Giro Subtropical (Piola e Matano, 2001). Portanto, sugere-se que a presença da espécie *G. inflata* no nosso registro sedimentar entre 26 a 15 ka, onde foi observada abundância média relativa de 6%, chegando a valores superiores a 12% em alguns momentos, indique uma maior influência da CBM na área de estudo.

De acordo com Matano (1993), a posição latitudinal da CBM é determinada pelo balanço dinâmico entre os transportes opostos da Corrente do Brasil na direção sul e da Corrente das Malvinas na direção do equador. Diversos estudos (*e.g.* Goni and Wainer, 2001) têm relacionado as variações periódicas da localização da CBM a fatores que controlam esses transportes, como o rotacional do vento sobre o Giro Subtropical e o transporte da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) pela Passagem de Drake. Através de um modelo de alta resolução, Combes e Matano (2014) demonstraram que o deslocamento para sul da CBM, que tem sido observado nas últimas décadas, seria resultado de um enfraquecimento da CCA, produzido por um enfraquecimento dos ventos de oeste sobre o Oceano Austral. Dessa forma, sugerimos que a posição mais ao norte da CBM, possivelmente até 23°S, entre 26 a 15 ka, inferida pela presença constante da espécie *G. inflata*, tenha sido causada por um cenário geral de fortalecimento dos ventos de oeste e da CCA. Diversos estudos demonstram também um posicionamento mais ao norte dos ventos de oeste e da CCA durante o UMG, o que favoreceria também esta configuração (Ledru et al., 2005; Lamy et al., 2004).

Os valores essencialmente positivos do Fator 4 (Figura 39 A), que indicam menor intensidade da Corrente do Brasil entre 26 – 15 ka, especialmente no UMG, estariam de acordo com esse cenário, visto que a posição mais ao norte da CBM também poderia estar associada a um menor transporte ou intensidade da Corrente do Brasil (Matano et al., 2003).

Ainda neste contexto, os baixos valores do Fator 3 (Figura 39 B), resultado das menores abundâncias relativas da espécie *G. bulloides*, mostraram que o processo de ressurgência foi menos intenso durante o UMG. Este cenário poderia ser explicado pela maior penetração de frentes frias na região, visto que estas são responsáveis pela

intensificação dos ventos de oeste (Stech e Lorenzetti, 1992). Sabe-se que hoje a ressurgência costeira de Cabo Frio é mais intensa durante a primavera e o verão, devido à maior atuação dos ventos de nordeste (Castro e Miranda, 1998). Por outro lado, durante o inverno, a constante presença de frentes frias na região, associadas aos ventos de sudoeste desfavorecem o processo de ressurgência (Valentin, 2001).

De acordo com Castro et al. (2006) os ventos mais intensos, como aqueles que ocorrem no inverno, por exemplo, intensificam os processos de mistura, determinando estruturas verticais de densidade mais homogênea. Esta condição poderia explicar os valores essencialmente positivos do Fator 2 (Figura 39 C), entre 26 e 15 ka, o qual está relacionado às espécies que são favorecidas pela presença de nutrientes na zona eufótica (*N. dutertrei* e *N. incompta*) ou que dependem de uma menor estratificação da coluna d'água para a manutenção do seu ciclo de vida (*G. truncatulinoides*).

Portanto, entre 26 e 15 ka e especialmente durante o UMG, além da menor intensidade da AMOC, inferimos que houve maior penetração da CBM e de frentes frias na nossa região de estudo, modulando em conjunto os valores de temperatura e salinidade superficiais. Esta condição foi indicada também pela presença da espécie *G. inflata*; pelos valores positivos do Fator 2 que indicaram maior homogeneidade da coluna d'água; pelos baixos valores do Fator 3, indicando menor intensidade do processo de ressurgência; e maiores valores do Fator 4, indicando menor intensidade do transporte da Corrente do Brasil. Este cenário está de acordo com as conclusões do projeto MARGO (2009), que mostraram um aumento geral na intensidade dos ventos durante o período glacial e um deslocamento para norte dos ventos de oeste e dos sistemas frontais do Oceano Austral, em resposta ao aumento da extensão da cobertura de gelo marinho em torno da Antártica.

De fato, um posicionamento mais ao norte dos ventos de oeste estaria de acordo com a manutenção de uma circulação termohalina reduzida. Estudos numéricos e observacionais demonstram que o avanço em direção ao equador dos sistemas frontais ao sul da África seria responsável pelo menor transporte de calor e sal do oceano Índico para o Atlântico, via vazamento das Agulhas (Biastoch et al., 2009; Peeters et al., 2004).

Figura 39: Variações dos principais registros paleoceanográficos do presente estudo ao longo dos últimos 26 mil anos. **(A)** Fator 4, proxy para intensidade da Corrente do Brasil; **(B)** Fator 3, proxy para profundidade da Termoclina; **(C)** Fator 2, proxy para variação da temperatura da subsuperfície do mar; **(D)** Fator 1, proxy para produtividade; **(E)** $\delta^{13}\text{C}$ em *G. ruber* branca; **(F)** Temperatura da Superfície do Mar (TSM) anual calculada pela Técnica do Análogo Moderno; **(G)** TSM calculada pelo proxy Mg/Ca em *G. ruber* branca; **(H)** $\delta^{18}\text{O}$ em *G. ruber* branca, um proxy para Salinidade da Superfície do Mar – SSM.

Após o UMG, o período da deglaciação (19 – 11 ka) foi marcado por eventos abruptos climáticos, entre eles o evento *Heinrich 1* (HS1), o Bolling-Allerod e o *Younger Dryas*.

Os dados de temperatura reconstituídos pela Técnica do Análogo Moderno (TAM) mostraram aumento contínuo desde o final do UMG (19 ka) até

aproximadamente 15 ka, quando são observadas as maiores temperaturas de todo o registro ($>26,5^{\circ}\text{C}$). As temperaturas reconstituídas pela razão Mg/Ca em *G. ruber* mostram um aumento mais discreto neste intervalo, mas apesar da menor resolução temporal, também indicaram um aumento expressivo de TSM por volta de 15 ka (Figura 39 F e G). Este intervalo corresponde ao evento **HS1** (19 – 14,7 ka) e as variações mais expressivas nas assembleias de foraminíferos planctônicos e *proxies* geoquímicos foram observadas ao final do HS1.

Diversos estudos têm demonstrado que durante o HS1, a AMOC teria reduzido drasticamente sua intensidade, estando inclusive próxima de ser totalmente interrompida (McManus et al.; 2004; Bohm et al., 2015; Chiessi et al., 2015). Seguindo novamente a definição de Bohm et al. (2015) para os diferentes modos de arranjo e intensidade da AMOC, neste período ela se encontraria no modo “*Off* ou *Heinrich*” (Figura 4), onde a formação da APAN praticamente não existiria como resposta a um grande fluxo de água doce para o Atlântico Norte. Dessa forma, as águas superficiais em altas latitudes não atingiriam uma densidade crítica e, como consequência, não ocorreria o processo de afundamento. Na ausência da APAN, as porções mais profundas no Atlântico seriam inteiramente ocupadas pelas águas de origem antártica.

Com a diminuição drástica na intensidade da AMOC, superior àquela observada durante o UMG, ocorreria um menor transporte de calor e sal para o hemisfério norte e, como consequência, teríamos no Atlântico Sul um maior estoque de calor e sal, conforme mostram os nossos registros de aumento da TSM e $\delta^{18}\text{O}$ corrigido pelo volume de gelo (*proxy* para salinidade), principalmente ao final do HS1 (Figura 39 F, G e H). Os valores mais negativos do Fator 4 também observados ao final do HS1 indicam que a Corrente do Brasil estava mais intensa neste período (Figura 39 A).

Arz et al. (1999) encontraram valores mais altos de temperatura no Atlântico oeste equatorial e subtropical durante eventos de resfriamento do Atlântico Norte (HS1 e *Younger Dryas*). Adicionalmente, estes autores sugeriram, com base na amplitude das diferenças dos registros isotópicos tropicais e subtropicais, que durante intervalos de AMOC menos intensa, o transporte da Corrente Norte do Brasil (CNB) teria sido mais fraco e o da CB, mais intenso.

Rodrigues et al. (2007) mostram essa alternância de intensidade entre a CNB e a CB atualmente, de acordo com a variação latitudinal sazonal da bifurcação do ramo sul

da Corrente Sul-Equatorial (CSE), que dá origem a essas duas correntes. Em julho a bifurcação da CSE encontra-se na sua posição mais ao sul (aproximadamente 17°S) nos primeiros 200 metros de profundidade. Neste cenário, o transporte da CNB aumenta e o da CB, diminui. Contrariamente, em novembro, a bifurcação atinge sua posição mais ao norte (13°S) nos primeiros 200 metros de profundidade. E neste cenário, o transporte da CNB diminui, e o da CB, aumenta. Este deslocamento sazonal da bifurcação seria causado principalmente por variações locais do rotacional do vento devido à migração norte-sul anual da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre os oceanos. Essa variação de intensidade sazonal da NBC também foi demonstrada por estudos observacionais na região (Stramma e Schott, 1999).

Portanto, os valores mais negativos do Fator 4 (Figura 39 A), juntamente com as anomalias positivas de TSMs (Figura 39 F e G) e salinidade (Figura 39 H), sugerem que a CB estava mais intensa, principalmente ao final do HS1 e que possui uma relação inversa com a intensidade da AMOC.

Os valores mínimos observados de $\delta^{13}\text{C}$ em *G. ruber* ao final do HS1 e em 9,8 ka (Figura 39 E) poderiam estar relacionados ao processo de ressurgência, visto que as águas subsuperficiais apresentam maior quantidade de nutrientes e matéria orgânica relativamente enriquecida em ^{12}C já remineralizado. Porém, não foram observadas variações expressivas (no caso aumento) dos fatores 2 e 3, relacionados à subida da termoclina ou aumento da ressurgência, respectivamente (Figura 39 C e B). Tampouco foi observada diminuição da temperatura superficial, que seria resultado da advecção de águas mais frias; ao contrário, observou-se aumento abrupto da temperatura, registrado tanto pela Técnica do Análogo Moderno, quanto pela razão Mg/Ca em *G. ruber* (Figura 39 F e G).

Por outro lado, baixos valores $\delta^{13}\text{C}$ poderiam também indicar uma diminuição da produtividade, como resultado da redução do consumo preferencial do isótopo mais leve (^{12}C) pelos produtores primários (Rohling e Cooke, 1999). Esta condição poderia ser explicada pelos valores mais negativos do Fator 4 (Figura 39 A), que estão relacionados à maior intensidade e influência da Corrente do Brasil (quente e oligotrófica) sobre a nossa região de estudo. De fato, tal situação pode ser observada ao final do HS1, porém não é o que se observa no outro intervalo de mínimo de $\delta^{13}\text{C}$, em 9,8 ka (Figura 39 A). Portanto, os valores baixos de isótopos de carbono devem refletir outras condições.

Campos et al. (2017) observaram diminuição de aproximadamente 1‰ nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em *G. ruber* na porção oeste do Atlântico Sul durante os eventos *Heinrich* 2 e 3 (HS2 e HS3). Estes autores propuseram que tal diminuição poderia estar relacionada com a ventilação das águas profundas do Oceano Austral. Em um cenário de AMOC reduzida, modelos matemáticos (e.g. Lee et al., 2011) sugerem que os ventos de oeste (*westerlies*) do hemisfério sul se intensificariam e migrariam para sul, fortalecendo desta maneira a ressurgência da Água Circumpolar Profunda – ACP. Esta massa d’água apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre 0,4 ‰ e 0,7‰ (Kroopnick, 1985) e é formada no Oceano Austral pela mistura da APAN ($\delta^{13}\text{C}$ igual a 1 ‰) e das águas de fundo dos oceanos Pacífico e Índico, que apresentam baixos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (entre 0,2 e -0,2 ‰). Portanto, com a menor contribuição da APAN na formação da ACP em intervalos de AMOC reduzida, a ACP apresentaria valores ainda mais baixos de $\delta^{13}\text{C}$. Estas águas seriam então advectadas da região antártica para a área de estudo, no nível da termoclina, através da circulação no giro subtropical.

Venâncio et al. (2014) mediram o valor isotópico do carbono inorgânico dissolvido na coluna d’água ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) próximo à área de estudo e encontraram valores de 1,74‰ para a AT e 1,3‰ para a ACAS. Portanto, os baixos valores registrados no nosso estudo, próximos a 0,4‰, para o final do HS1 e em 9,8 ka, poderiam de fato estar indicando a presença da ACP formada sob condições de baixos valores de $\delta^{13}\text{C}$.

Após o HS1, outro evento climático marcante que ocorreu durante a deglaciação foi o **Bolling-Allerod (BA)** (14,7 – 13 ka). De acordo com os nossos registros, há indícios de que a AMOC voltou a se intensificar, aumentando assim o transporte de calor e sal que estava armazenado no Atlântico Sul para hemisfério norte. Observa-se uma queda abrupta no registro de TSMs (Figura 39 F e G) e de $\delta^{18}\text{O}$ corrigido pelo volume de gelo (*proxy* para salinidade) (Figura 39 H), assim como na intensidade da Corrente do Brasil (Figura 39 A).

Simulações numéricas confirmam este cenário, os quais apontam que em apenas uma década de retomada da AMOC no início do *Antarctic Cold Reversal*, evento registrado concomitantemente ao BA na Antártica, o transporte de calor na direção norte a partir do Atlântico Sul aumenta abruptamente, resultando em um resfriamento significativo da superfície e da camada de mistura do Atlântico Sul (Pedro et al., 2015).

A diminuição da intensidade da Corrente do Brasil ao longo do BA, conforme pode ser observado pelos aumentos dos valores do Fator 4 (Figura 39 A), poderia ter ocasionado o aumento da sua instabilidade, intensificando o seu meandramento e, ocasionalmente, o desprendimento de vórtices. Sabe-se que estes vórtices atualmente na área de estudo são responsáveis pela intensificação da ressurgência costeira, que atinge áreas oceânicas. De acordo com Castro et al. (2006), a ressurgência da ACAS é um agente importante para condicionar características físico-químicas e biológicas dos ecossistemas marinhos até cerca de 400 km dos núcleos de ressurgência gerados nas proximidades de Cabo Frio.

De fato, durante o BA, os Fatores 2 e 3, relacionados respectivamente à profundidade da termoclina e à ressurgência apresentaram os maiores valores de todo o registro (Figura 39 C e B). O processo de ressurgência da ACAS deve também ter contribuído para os baixos valores de temperatura observados, principalmente naqueles reconstituídos pela razão Mg/Ca, que apresentaram valores mínimos, em torno de 23,6 °C neste intervalo (Figura 39 G).

O **Younger Dryas (YD)** (12,9 – 11,5 ka), evento subsequente ao Bolling-Allerod, marca um resfriamento anômalo do clima principalmente no hemisfério norte e sua ocorrência, assim como o HS1 estaria relacionada a um grande fluxo de água doce para o oceano Atlântico Norte (Carlson et al., 2007), comprometendo assim a formação da APAN. Neste intervalo, estudos sugerem que a AMOC estaria no modo “Off ou Heinrich” (Figura 4) (e.g. Fanning e Weaver, 1997, Bohm et al. 2015). Porém cabe salientar que outros estudos apontam para uma desintensificação da AMOC não tão severa quanto a que ocorreu no HS1 (e.g. Gherardi et al., 2008). De fato, é possível observar na Figura 40 A e B que os valores de $^{231}\text{Pa}/^{231}\text{Th}$ e ϵ_{Nd} , *proxies* para intensidade da AMOC (McManus et al., 2004; Roberts et al., 2010; Gutjahr et al., 2011; Bohm et al., 2015) apresentam um aumento, porém não tão pronunciado quanto o do HS1. Contudo, os dados de foraminíferos planctônicos (assembleia e geoquímica) para o GL-824 sugerem um cenário para o YD com características similares as do HS1: aumento dos valores de TSM (Mg/Ca_{G. ruber}) e de $\delta^{18}\text{O}$ corrigido pelo volume de gelo (*proxy* para salinidade), que são compatíveis com o aumento da intensidade da Corrente do Brasil, evidenciado pelos valores mais negativos do Fator 4 (Figura 39 G, H e A). A CB mais intensa possui um fluxo mais estável, com menor capacidade de meandramento e geração de vórtices, o que em

última instância reduziria a produtividade local por esta via de fertilização. Tal cenário é confirmado pela diminuição dos Fatores 2 e 3, associados à profundidade da termoclina e à ressurgência, respectivamente (Figura 39 C e B). Portanto, ao final do intervalo do evento YD, os *proxies* encontram-se praticamente com as mesmas características daquelas observadas ao final do HS1. Uma exceção é o padrão de variação da TSM reconstituída pela fauna de foraminíferos planctônicos (Figura 39 F). Nota-se que primeiramente ocorreu uma diminuição abrupta dos valores de TSM, seguido de um aumento, indicando condições mais quentes ao final do YD. Dados de $Mg/Ca_{G. ruber}$ do Atlântico Sudoeste (Chiessi et al., 2015) apresentaram variação similar durante o YD com a nossa reconstituição de TSM utilizando a assembleia faunal. Portanto, é possível que essa diferença observada nos nossos dois *proxies* de reconstituição de TSM seja um artefato da menor resolução dos dados de $Mg/Ca_{G. ruber}$.

A migração da ZCIT para o sul em períodos de resfriamento no Hemisfério Norte (e.g. UMG, HS1 e YD) parece não ter afetado, pelo menos de forma tão evidente, os valores de salinidade durante o HS1 e YD, os quais se mantiveram mais elevados, especialmente ao final destes intervalos (Figura 39 H), ao contrário do cenário observado para o UMG. De fato, resultados de um modelo geral de circulação para o Atlântico mostram um deslocamento para o sul na ZCIT durante o HS1 e YD, coincidindo com o aumento da precipitação e diminuição do $\delta^{18}O_{sw}$ na desembocadura do rio Amazonas, mas nas porções centro-oeste subtropicais e região tropical do Atlântico Sul, a diminuição da exportação de sal dos subtrópicos e trópicos devido à redução do AMOC se sobrepôs, nestes casos, ao efeito da ZCIT (Carlson et al., 2008). Isto sugere novamente que a redução da AMOC foi mais intensa nos eventos climáticos abruptos frios da deglaciação em comparação ao UMG.

As variações das TSMs registradas no presente estudo para os principais eventos climáticos ocorridos durante a deglaciação (HS1, BA e YD) podem ser observadas também em outras partes do Oceano Atlântico (Figura 40), mostrando um padrão comum de variação da AMOC para este período. Os registros do Atlântico Equatorial (Figura 40 D; Weldeab et al., 2006), do Atlântico Leste (Figura 40 E e F; Farmer et al., 2005; Kim et al., 2002), bem como os do presente estudo (Figura 40 G e H) mostram aumento da TSM ao longo do HS1, quando ocorre o enfraquecimento da AMOC (evidenciada pelos valores mais altos de $^{231}Pa/^{231}Th$ e ϵ_{Nd}) e posterior diminuição dos

valores de TSM no BA, quando há intensificação da AMOC, indicados pela diminuição dos valores de $^{231}\text{Pa}/^{231}\text{Th}$ e ϵ_{Nd} (Figura 40 A e B). Os valores de TSM começam a aumentar ainda no BA, exceto pelos registros do Atlântico Leste, cujos valores de TSM continuam a diminuir até aproximadamente metade do intervalo do YD, para então aumentarem em direção ao início do Holoceno. No YD, portanto, há algumas diferenças de resposta para um novo enfraquecimento da AMOC.

Figura 40: Registros das variações da intensidade da AMOC e de TSM desde o Último Máximo Glacial (UMG) no Atlântico. (A) $^{231}\text{Pa}/^{231}\text{Th}$ Bermuda Rise (McManus et al., 2004); (B) ϵ_{Nd} Bermuda Rise (Roberts et al., 2010; Gutjahr et al., 2011; Bohm et al., 2015); (C) TSM baseada em Alquenonas, Margem Ibérica (Martrat et al., 2007); (D) TSM baseada em Mg/Ca em *G. ruber* (Weldeab et al., 2006); (E) TSM baseada em Mg/Ca em *G. bulloides*, Benguela (Farmer et al., 2005); (F) TSM baseada em Alquenonas, Angola (Kim et al., 2002); (G) TSM baseada em Mg/Ca em *G. ruber* Mg/Ca em *G. ruber* (presente estudo); (H) TSM baseada na assembléia de foraminíferos planctônicos (presente estudo).

O registro do Atlântico Norte (Figura 40 C; Martrat et al., 2007), por outro lado, mostra padrão oposto a todos os outros citados, evidenciando o efeito “gangorra”

(*bipolar see-saw*, em inglês) entre os hemisférios, causado justamente pelas variações de intensidade da AMOC que controla a distribuição de calor e sal entre o Atlântico Sul e Norte (Barker et al., 2009).

Após o término do *Younger Dryas*, os valores de temperatura, principalmente os reconstituídos pela fauna, apresentam tendência de diminuição ao longo do **Holoceno**, até aproximadamente 7 ka (Figura 39 F e G) e coincidem com a tendência de diminuição da intensidade da Corrente do Brasil, que apresentou em aproximadamente 7,6 ka seu mínimo de intensidade (valores mais positivos do Fator 4) (Figura 39 A). Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{corr.vol.gelo}}$ (*proxy* para salinidade) também diminuiriam ligeiramente ($\sim 0,57\text{‰}$) após o término do YD até ~ 8 ka (Figura 39 H). Em seguida, tanto a intensidade inferida da Corrente do Brasil quanto os valores de TSM aumentaram até o presente, ao contrário dos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{corr.vol.gelo}}$ que mostraram tendência de diminuição. Conforme sugerimos anteriormente para outros intervalos, esta configuração da intensidade da Corrente do Brasil poderia estar associada com variações da AMOC também ao longo do Holoceno.

Thornalley et al. (2013) analisaram as variações da intensidade do fluxo da *Iceland–Scotland Overflow Water* (ISOW), que é uma importante componente da APAN, nos últimos 10 ka em testemunhos da Bacia da Islândia. Estes autores sugeriram que a intensidade do fluxo da ISOW foi menor no início e final do Holoceno, com a máxima intensidade ocorrendo em 7 ka. Como há um consenso de que a intensidade de fluxo dessas massas d'água do Mar do Norte (como por exemplo a ISOW) e a AMOC enfraquecem devido a perturbações causadas por um grande influxo de água doce, como nos eventos HS1 e YD (Vellinga and Wood, 2002; Gherardi et al., 2009), podemos inferir que a AMOC também estava menos intensa no início e final do Holoceno e que seu máximo de intensidade foi atingido em 7 ka. Portanto, com base nos dados de TSM (Figura 39 F e G), $\delta^{18}\text{O}_{\text{corr.vol.gelo}}$ (Figura 39 H) e da intensidade da Corrente do Brasil na área de estudo, representada pelo Fator 4 (Figura 39 A), podemos sugerir que o Atlântico Sudoeste também registrou essa evolução geral da intensidade da AMOC durante o Holoceno.

Também a partir de ~ 8 ka, o Fator 1, o qual se correlaciona inversamente com as espécies de águas quentes *G. tenella*, *G. calida* e *G. rubescens* (Figura 39 D) indicam aumento da temperatura subsuperficial, corroborando um aumento geral de

temperatura da porção superior da coluna d'água na nossa região. Este cenário é também sugerido pelos valores bastante negativos do Fator 2, o qual indica aprofundamento da termoclina desde o início do Holoceno (Figura 39 C).

Por fim, a partir de 8 ka foi registrado também o reaparecimento do plexo *G. menardii* (Figura 26). As flutuações cíclicas (desaparecimento/reaparecimento) das espécies que compõem este plexo (*G. menardii*, *G. tumida*, *G. tumida flexuosa*, *G. unguolata* e *G. fimbriata*) ao longo dos últimos 2 milhões de anos no Atlântico (Ericson e Wollin, 1968) fornecem uma ferramenta prática de primeira ordem, extremamente valiosa para a estratigrafia do Pleistoceno, a qual é amplamente utilizada tanto na academia quanto na indústria de petróleo (e.g. Vicalvi, 1997,1999; Kohl et al., 2004; Broecker e Pena, 2014; Toledo et al., 2016). O plexo *G. menardii* esteve ausente no último período glacial e o seu reaparecimento é ainda comumente empregado como início cronológico do Holoceno, ou seja, 11,7 ka (Vicalvi, 1997,1999; Portilho-Ramos et al., 2006; Ferreira et al., 2012).

Pivel et al. (2013) já haviam observado o último reaparecimento das espécies que compõem este plexo em 8,2 ka em sedimentos provenientes da Bacia de Santos. Conforme estes autores, duas hipóteses poderiam explicar o fato deste reaparecimento tardio (8 ka ao invés de 11,7 ka) não ter sido documentado em estudos anteriores.

A primeira hipótese está relacionada ao uso de modelos de idade adaptados e por isso, pouco precisos, baseados apenas na bioestratigrafia e/ou na correlação do registro de isótopos de oxigênio com *stacks* globais. Conforme se observa, muitos estudos bioestratigráficos regionais no Brasil de fato não efetuam datações absolutas.

A segunda hipótese sugere de que o reaparecimento tardio do plexo *G. menardii* poderia ser um fenômeno restrito à região sudoeste do Atlântico Sul, como resultado da combinação de condições oceanográficas desfavoráveis para o desenvolvimento da espécie durante o início do Holoceno.

Variações no vazamento das Agulhas têm sido apontadas como responsáveis pelas oscilações de abundância observadas de *G. menardii* no Atlântico (Peeters et al., 2004; Caley et al., 2012), visto que esta espécie não desapareceu nos registros sedimentares do Oceano Índico. O processo de reaparecimento no Atlântico, portanto, estaria relacionado ao repovoamento por espécimes trazidos desta bacia, bem como o aumento da intensidade do fluxo de águas com características físico-químicas

(especialmente temperatura e salinidade) específicas locais que favoreceriam o seu desenvolvimento.

De fato, estudos apontam que a variação da intensidade do vazamento das Agulhas, o qual é observado através dos “anéis” que se desprendem no processo de Retroflexão da Corrente das Agulhas, está associada ao campo de ventos em larga escala, em particular com a posição mais ao sul dos ventos de oeste (*westerlies*) no Hemisfério Sul. Esses ventos influenciam na posição latitudinal da Frente Subtropical no oceano, que separa o Giro Subtropical do oceano Índico da Corrente Circumpolar Antártica. Basicamente, se os ventos de oeste migram em direção ao equador, conforme inferido a partir de registros paleoceanográficos durante os períodos glaciais, o vazamento das Agulhas seria reduzido (Berger e Wefer, 1996; Bard e Rickaby, 2009). Da mesma forma, um deslocamento para sul destes ventos, como sugerem resultados de modelos matemáticos para um clima mais quente, provocaria uma expansão da passagem oceânica entre o continente africano e a Frente Subtropical, resultando no aumento do transporte de calor e sal do Oceano Índico para o Atlântico (Biaostoch et al., 2009). Diversos estudos apontam para esta expansão da passagem de águas quentes do Oceano Índico como responsável pelo restabelecimento do modo da circulação termohalina interglacial (*e.g.* Weijer et al., 2001; Knorr and Lohmann, 2003; Beal et al., 2011).

Portanto, o reaparecimento das espécies do plexo *G. menardii* no registro sedimentar a partir de 8 ka no GL-824 (Figura 26) e o aumento das abundâncias das espécies indicadores de águas mais quentes subsuperficiais (*G. calida*, *G. rubescens* e *G. tenella* – Fator 1) (Figura 39 D), somados aos valores positivos máximos do Fator 4 nesse período (Figura 39 A), sugerem uma contribuição efetiva das águas quentes e salinas do Oceano Índico via vazamento das Agulhas no restabelecimento da AMOC. Ainda de acordo com Came et al. (2003) a configuração atual do arranjo das massas d’água profundas se estabeleceu aproximadamente neste mesmo período, em torno de 9 ka.

8 CONCLUSÕES

Variações nas abundâncias relativas das espécies de foraminíferos planctônicos e nos dados geoquímicos das carapaças de *G. ruber* ss evidenciaram importantes variações paleoceanográficas superficiais na Margem Continental Sudeste Brasileira do Último Máximo Glacial até o presente. Dentre as principais conclusões e contribuições deste trabalho, podemos citar:

- As variações mais expressivas nos dados de temperatura, salinidade e da fauna de foraminíferos planctônicos estão relacionadas com os eventos climáticos abruptos do Hemisfério Norte ocorridos durante a deglaciação, tendo sido possivelmente moduladas pelas variações de arranjo e intensidade da AMOC;
- As temperaturas reconstituídas pelas 2 técnicas empregadas neste estudo (Técnica do Análogo Moderno, utilizando a assembleia total de foraminíferos planctônicos e Mg/Ca em *G. ruber*) confirmam um resfriamento modesto na porção oeste do Atlântico Sul durante o Último Máximo Glacial, porém com estimativa de intervalo de resfriamento ligeiramente inferior ao proposto anteriormente, entre 0,6 e 1,2°C. Adicionalmente, foram registradas baixas salinidades neste período, as quais foram atribuídas ao fortalecimento do SMAS e ZCAS, através do deslocamento da ZCIT para sul;
- Entre 26 e 15 ka, foi inferido um deslocamento para norte da Confluência Brasil-Malvinas, possivelmente atingindo a região de estudo (~23°S), a qual foi inferida pela presença marcante da espécie de foraminífero planctônico *G. inflata*;
- Durante os eventos HS1 e YD, foram registrados aumentos, tanto da temperatura quanto da salinidade superficiais na porção oeste do Atlântico Sul, assim como da intensidade da Corrente do Brasil. Este cenário estaria de acordo com a diminuição da formação da APAN e consequente desaceleração da AMOC, como resposta às descargas massivas de água doce nas altas latitudes do oceano Atlântico Norte. Assim, a Corrente do Brasil teve um importante papel no estoque e redistribuição do calor e sal que seriam transportados para o hemisfério norte através do equador.

- Contrariamente, durante evento Bollin-Allerod, a temperatura e a salinidade da superfície do mar diminuíram expressivamente, assim como a intensidade da Corrente do Brasil, possivelmente como resposta à retomada da AMOC. Adicionalmente, neste período foi registrado aumento da produtividade superficial e subida da termoclina para a zona eufótica, indicados pelo aumento expressivo das espécies do Fator 3 (*G. bulloides*) e Fator 2 (*N. incompta*, *N. dutertrei* e *G. truncatulinoides*). Este aumento poderia ser explicado pela intensificação do processo de ressurgência causado pelo maior meandramento e geração de vórtices da Corrente do Brasil;
- Durante o Holoceno, também foi registrada uma variação significativa na intensidade da Corrente do Brasil. Foram observados valores de máximas intensidades no início e fim do Holoceno e diminuição significativa, com valores mínimos por volta de 7 ka, indicados pelo Fator 4, o qual é associado às espécies *G. ruber* e *G. glutinata*. Essa configuração foi novamente relacionada com variações na intensidade da AMOC, dessa vez registradas por dados de variações de intensidade de fluxo da *Iceland–Scotland Overflow Water*, a qual é uma importante componente da APAN.
- O reaparecimento das espécies do plexo *G. menardii* se deu em 8 ka, assim como o aumento das espécies de foraminíferos planctônicos subsuperficiais que mostram atualmente preferência por temperaturas mais altas (Fator 1). Essas mudanças foram atribuídas à entrada efetiva das águas quentes e salinas do Oceano Índico via vazamento das Agulhas, as quais foram essenciais para o restabelecimento da AMOC moderna.

Adicionalmente, algumas considerações relevantes sobre os *proxies* utilizados para as reconstituições paleoceanográficas puderam ser feitas:

- A curva de temperatura reconstituída pela Técnica do Análogo Moderno, utilizando a assembleia total de foraminíferos planctônicos, apresentou variação e valores similares à reconstituída pela razão Mg/Ca, mostrando ser um *proxie* confiável para inferência das temperaturas superficiais;

- As temperaturas reconstituídas pela razão Mg/Ca utilizando a espécie *G. ruber* estão provavelmente refletindo condições médias anuais na região de estudo e não temperaturas de verão conforme sugerido em alguns locais;
- A diferença de abundância relativa entre os foraminíferos planctônicos *G. ruber* e *G. glutinata* (Fator 4 da Análise Fatorial) serviu como um bom indicador para a intensidade da Corrente do Brasil, especialmente durante os eventos abruptos milenares ocorridos no deglacial (HS1, BA e YD), onde este índice apresentou tendência de variação similar à temperatura da superfície do mar e ao $\delta^{18}\text{O}_{\text{corr-vol. gelo}}$, *proxies* utilizados usualmente para inferência da variação da intensidade da Corrente do Brasil;
- O estudo dos morfotipos de *G. ruber* branca evidenciou dois grupos ecologicamente distintos de espécimes, que apresentaram diferenças tanto na abundância relativa quanto nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e de Mg/Ca. Este estudo confirmou, portanto, que o morfotipo *sensu stricto* calcifica em menores profundidades com relação ao morfotipo *sensu lato* na região de estudo e que é recomendável a utilização de um único morfotipo para reconstituições de temperatura e salinidade mais precisas.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alley, R.B. 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19, 213-226.
- Alegretti, S.M.L. 2015. Variações no padrão de abundância dos morfótipos do foraminífero planctônico *Globigerinoides ruber* entre o Holoceno e o UMG em um testemunho da Bacia de Campos. Trabalho de Conclusão de Curso – TCC. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 44p.
- Alley, R.B; MacAyeal, D.R. 1994. Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet. *Paleoceanography*, 9(4), 503-511.
- Alonso-Garcia, M.; Sierro, F.J.; Flores, J-A. 2011. Arctic front shifts in the subpolar North Atlantic during the Mid-Pleistocene (800-400 ka) and their implications for ocean circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 311(3-4), 268-280.
- Anand, P.; Elderfield, H.; Conte, M.H. 2003. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. *Paleoceanography*, 18(2), 1050.
- Arz, H.W.; Pätzold, J.; Wefer, G. 1999. The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 167, 105–117.
- Aurahs, R.; Treis, Y.; Darling, K.; Kucera, M. 2011. A revised taxonomic and phylogenetic concept for the planktonic foraminifer species *Globigerinoides ruber* based on molecular and morphometric evidence. *Marine Micropaleontology*, 79, 1-14.
- Bard, E., 2001. Comparison of alkenone estimates with other paleotemperature proxies. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2, art. no. 2000GC000050.
- Bard, E.; Rickaby, E.M. 2009. Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate, *Nature*, 460, 380–383.
- Barker, S.; Greaves, M.; Elderfield, H. 2003. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4, 8407.
- Barker, S.; Cacho, I.; Benway, H.; Tachikawa, K. 2005. Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: a methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 24, 821–834.
- Barker, S.; Diz, P.; Vautravers, M.J.; Pike, J.; Knorr, G.; Hall, I.R.; Broecker, W.S.: Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation, *Nature*, 457, 1097–1102, 2009.
- Barrows, T.T.; Juggins, S. 2005. Sea-surface temperatures around the Australian margin and Indian Ocean during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1017–1047.

- Bastos, C.; Ferreira, N. Análise Climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2000. Anais... Rio de Janeiro, p. 612-619, 2000.
- Bé, A.W.H. 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. *In: Oceanic Micropaleontology*, Ramsay, A.T.S. Ed., Academic Press, London, p. 1-100
- Bé, A.W.H.; Tolderlund, D.S. 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In B.M. Funnel; W.R. Riedel (Eds.). *The Micropalaeontology of Oceans*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 105-149.
- Bé, A.W.H.; Hutson, W.H. 1977. Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. *Micropaleontology*, 23(4), 369-414.
- Berger W.H. 1970. Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. *Marine Geology*, 8, 111-138.
- Berger, W.H.; Wefer, G. 1996. Expeditions into the past: Paleoceanographic studies in the South Atlantic. *In: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D.J. (Eds.). The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Springer-Verlag, p. 363-410
- Beal, L.M.; De Ruijter, W.P.M.; Biastoch, A.; Zahn, R. 2011. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature* 472, 429–436.
- Biastoch, C.W.; Boning, F.U.; Schwarzkopf; Lutjeharms, J.R.E. 2009. Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies. *Nature*, 462, 495–498.
- Bijma, J., Faber, W.W., Hemleben, C., 1990. Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. *J. Foraminiferal Res.* 20, 95-116.
- Blunier, T.; Brook, E. 2001. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 291, 109–112.
- Böhm, E.; Lippold, J.; Gutjahr, M.; Frank, M.; Blaser, P.; Antz, B.; Fohlmeister, J.; Frank, N.; Andersen, M.B.; Deininger, M., 2015. Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature*, 517, 73–76.
- Bolli, H.M.; Saunders, J.B. (1985) Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. *In: BOLLI, H.M.; SAUNDERS, J.B.; PERCH-NIELSEN, K. (Eds.). Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 156-262.
- Boltovskoy, E. 1981. Foraminifera. In: Boltovskoy, D. *Atlas Del Zooplancton Del Atlantico Sudoccidental y metodos de trabajo con el zooplancton marino*. Publicacion especial Del INIDEP, Mar del Plata, Argentina. p. 317-352.
- Boltovskoy, E.; Boltovskoy, D.; Correa, N.; Brandini, F., 1996. Planktic foraminifera from the Southwest Atlantic (30° - 60°S): species-specific patterns in the upper 50 m. *Marine Micropaleontology*, 28: 53-72.

- Bond G, Heinrich H, Broecker W, et al. (1992) Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial north Atlantic. *Nature* 360: 245–249.
- Bond, G., W. Broecker, S. Johnsen, J. McManus, L. Labeyrie, J. Jouzel, and G. Bonani (1993), Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature*, 365, 143 – 147.
- Broecker, W.; Pena, L.D. 2014. Delayed Holocene reappearance of *G. menardii*. *Paleoceanography* 29, 291–295.
- Buizert, C.; Schmittner, A. 2015. Southern Ocean control of glacial AMOC stability and Dansgaard-Oeschger interstadial duration. *Paleoceanography* 30.
- Bühning, C.; Sarinthein, M.; Erlenkeuser, H., 2004. Toward a high resolution stable isotope stratigraphy of the last 1.1 m.y.: Site 1144, South China Sea. In Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Rea, D.K., Clemens, S.C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 184, 1–29.
- Caddah, L.F.G; Kowsmann, R.; Viana, A.R. 1998. Slope sedimentary facies with Pleistocene and Holocene sea-level changes, Campos Basin, Southeast Brazilian Margin. *Sedimentary Geology*, 115, 159 – 174.
- Calado L; Gangopadhyay, A.; Silveira I.C.A. 2006. A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brazil. *Geophysical Research Letters*, 33, L12602.
- Calado L, Silveira I.C.A; Gangopadhyay, A.; Castro, B.M. 2010. Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). *Continental Shelf Research*, 30, 1181-1188.
- Caley, T.; Giraudeau, J.; Malaizé, B.; Rossignol, L.; Pierre, C. 2012. Agulhas leakage as a key process in the modes of Quaternary climate changes, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 109(18), 6835–6839.
- Came, R.E.; Oppo, D.W.; Curry, W.B. 2003. Atlantic Ocean circulation during the Younger Dryas: insights from a new Cd/Ca record from the western subtropical South Atlantic. *Paleoceanography* 18 (4), 1086.
- Came, R.E.; Oppo, D.W.; Curry, W.B.; Lynch-Stieglitz, J. Deglacial variability in the surface return flow of the Atlantic meridional overturning circulation. *Paleoceanography* 23 (1), 2008.
- Campos, E.J.; Goncalves, J.; Ikeda, Y. 1995. Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991, *Journal of Geophysical Research*, 100, 18537–18550.
- Campos, E. J.D.; Lorenzzetti, J.A.; Stevenson, M.R.; Stech, J.L.; Souza, R.B. 1996. Penetration of waters from the Brazil-Malvinas Confluence region along the South American Continental Shelf up to 23° S. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 68, p. 49-58.
- Campos, E.J.; Velhote, D.; da Silveira, I. C. 2000 Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders, *Geophysical Research Letters*, 27, 6, 751–754.

- Campos, M. et al. 2017. $\delta^{13}\text{C}$ decreases in the upper western South Atlantic during Heinrich Stadials 3 and 2. *Climate of the Past*, 13, 345–358.
- Carlson, A.E.; Clark, P.U.; Haley, B.A.; Klinkhammer, G.P.; Simmons, K.; Brook, E.J.; Meissner, K.J. 2007. Geochemical proxies of North American freshwater routing during the Younger Dryas cold event. *PNAS*, 104(16), 6556–6561.
- Carlson, A.E., D.W. Oppo, R.E. Came, A.N. LeGrande, L.D. Keigwin, and W.B. Curry, 2008: Subtropical Atlantic salinity variability and Atlantic meridional circulation during the last deglaciation. *Geology*, 36, 991-994, doi:10.1130/G25080A.1.
- Castro, B. M.; Miranda, L.B. 1998 Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S, In: A. R. Robinson; K. H. Brink (Eds.) *The Sea*, vol. 11, pp. 209–251, John Wiley, Hoboken, N. J
- Castro, B. M.; Lorenzzetti, J. A.; Silveira, I. C. A.; Miranda, L. B. 2006. Estrutura termohalina e circulação na região entre Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: *O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil*. EDUSP, Universidade de São Paulo, São Paulo, 11-120.
- Chave K. E. 1954. Aspects of the biogeochemistry of magnesium 1. Calcareous marine organisms. *The Journal of Geology*, 62, 266–283.
- Chiessi, C. M.; Mulitza, S.; Mollenhauer, G.; Silva, J.B.; Groeneveld, J.; Prange, M. 2015. Thermal evolution of the western South Atlantic and the adjacent continent during Termination 1. *Climate of the Past*, 11, 915–929.
- Clark, P.U. et al. 2012. Global climate evolution during the last deglaciation. *PNAS*, 109(19), 7140–7141.
- CLIMAP Project Members 1976. The surface of ice-age earths. *Science*, 191, 1131-1137.
- CLIMAP Project Members. 1981. Seasonal reconstruction of the earth surface at the last glacial maximum. *Geological Society of America, Map and Chart Series*, 36, 18 p.
- Combes, V.; Matano, R.P. 2014 A two-way nested simulation of the oceanic circulation in the Southwestern Atlantic, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 731–756.
- Conan, S.M.H., Brummer, G.J.A. 2000. Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on the Somalia Basin margin. *Deep-Sea Res. II* 47, 2207-2227.
- Conan, S.M.H.; Ivanova, E.M.; Brummer, G.J.A. 2002 Quantifying carbonate dissolution and calibration of foraminiferal dissolution indices in the Somali Basin. *Marine Geology*, 182, 325-349.
- Craig, H. 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 26, 133(3465), 1702-1703. DOI: 10.1126/science.133.3465.1702.

- Curry, W. B.; Oppo, D. W. 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean *Paleoceanography*, 20, PA1017, doi: 10.1029/2004PA001021
- Cushman-Roisin, B.; Beckers, J-M. 2011. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects*, v. 101, 2nd Edition. Academic Press. 875p.
- Darling, K.F.; Wade, C.M.; Kroon, D.; Brown, A.J.L.; Bijma, J. 1999. The diversity and distribution of modern planktic foraminiferal small subunit ribosomal RNA genotypes and their potential as tracers of present and past ocean circulations. *Paleoceanography*, 14, 3–12.
- Darling, K.F.; Wade, C.M.; Steward, I.A.; Kroon, D.; Digne, R.; Leigh, A.J. 2000. Molecular evidence for genetic mixing of Arctic and Antarctic subpolar populations of planktonic foraminifers. *Nature*, 405:43- 47.
- Darling, K.F.; Kucera, M.; Kroon, D.; Wade, C.M. 2006. A resolution for the coiling direction paradox in *Neogloboquadrina pachyderma*. *Paleoceanography* 21: PA2011.
- Darling, K.F., Wade, C.M. 2008. The genetic diversity of planktic foraminifera and the global distribution of ribosomal RNA genotypes. *Marine Micropaleontology*, 67, 216–238.
- De Abreu, L.; Abrantes, F.F.; Shackleton, N.J.; Tzedakis, P.C.; Mcmanus, J.F.; Oppo, D. W.; Hall, M. A 2005. Ocean climate variability in the eastern North Atlantic during interglacial marine isotope stage 11: A partial analogue to the Holocene? *Paleoceanography*, 20, PA3009, doi:10.1029/2004PA001091.
- De Ruijter, W.P.M, A. Biastoch, S.S. Drijfhout, J.R.E. Lutjeharms, R.P. Matano, T. Pichevin, P. J. van Leeuwen, and Weijer, W. 1999. Indian– Atlantic inter-ocean exchange: Dynamics, estimation and impact. *Journal of Geophysical Research*, 104(C), 20885-20910.
- De Vargas, C.; Renaud, S.; Hilbrecht, H.; Pawlowski, J. 2001. Pleistocene adaptive radiation in *Globorotalia truncatulinoides*: genetic, morphologic, and environmental evidence. *Paleobiology*, 27, 104-125
- Degola, T.S.D. Impactos e variabilidade do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros, 2013. 91p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.
- Dekens, P.S.; Lea, D.W.; Pak, D.K.; Spero, H.J., 2002. Core top calibration of Mg/Ca in tropical foraminifera: refining paleotemperature estimation. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3, U1–U29.
- Deuser, W.G. 1986. Seasonal and interannual variations in deep-water particle fluxes in the Sargasso Sea and their relation to surface hydrography *Deep-sea Research*, 33, 225-246.
- Deuser, W.G. 1987. Seasonal variations in isotopic composition and deep-water fluxes of the tests of perennially abundant planktonic foraminifera of the Sargasso Sea: Results from sediment-trap collections and their paleoceanographic significance. *Journal of Foraminiferal Research*, 17, 14-27.

- Deuser, W.G.; Ross, E.H. 1989. Seasonally abundant planktonic foraminifera of the Sargasso Sea: succession, deep-water fluxes, isotopic compositions and paleoceanographic implications. *Journal Foraminiferal Research*, 19, 268-293.
- Duplessy, J-C.; Shackleton, N.J.; Fairbanks, R.G.; Labeyrie, L.; Oppo, D.; Kallel, N. 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography* 3, 343.
- Duplessy, J-C.; Labeyrie, L.; Juillet-Leclerc, A.; Maitre, F.; Duprat, J.; Sarnthein, M. 1991. Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum. *Oceanologica Acta* 14, 311-324.
- Elderfield, H.; Ganssen, G. 2000. Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. *Nature*, 405(6785), 442-445.
- Elderfield, H.; Vautravers, M.; Cooper, M. 2002. The relationship between shell size and Mg/Ca, Sr/Ca, $\delta^{18}\text{O}$, and $\delta^{13}\text{C}$ of species of planktonic foraminifera. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3(8), 1052, doi: 10.1029/2001GC000194.
- Elias, S.A. 2013. History of Quaternary Sciences. In: Elias, S.a. (Ed). *Encyclopedia of Quaternary Science*. 2nd Edition, 1-8. ISBN: 978-0-444-53642-6.
- Emiliani C. 1955. Pleistocene Temperatures. *Journal of Geology* 63(6), 538-578.
- Emilson, I. 1961. The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Boletim do Instituto Oceanográfico, São Paulo*, 11(2), 101-112.
- Ericson, D.B.; Wollin, G. 1968. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. *Science*, 162, 1227-1234.
- Fairbanks, R.G.; Mortlock, R.A.; Chiu, T.-C.; Cao, L.; Kaplan, A.; Guilderson, T.P.; Fairbanks, T.W.; Bloom, A.L.; Grootes, P.M.; Nadeau, M.-J. 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quaternary Science Reviews*, 24(16-17), 1781-1796.
- Fairbanks, R.G.; Wiebe, P.H. 1980. Foraminifera and chlorophyll maximum: vertical distribution, seasonal succession, and paleoceanographic significance. *Science*, 209, 1524.
- Fairbanks R.G., Sverdrlove M., Free R., Wiebe P.H., Be, A.W.H. 1982. Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, 298, 841-844.
- Fairbridge, R. W. 1966. Continental Slope. In: *Encyclopedia of Oceanography*. New York: Reinhold Publishing Corporation, 1, 205-207.
- Fanning A.F.; Weaver, A.J. 1997. Temporal-geographical meltwater influences on the North Atlantic conveyor: implications for the Younger Dryas. *Paleoceanography*, 12, 307-320.

- Farmer, E.C.; de Menocal, P.B.; Marchitto, T.M.; 2005. Holocene and deglacial ocean temperature variability in the Benguela upwelling region: implications for low latitude atmospheric circulation. *Paleoceanography* 20 (PA2018).
- Ferreira, F.; Leipnitz, I.I.; Vicalvi, M.A.; Sanjinés, A.E.S. 2012. Zoneamento Paleoclimático do Quaternário da Bacia de Santos com base em foraminíferos planctônicos. *Rev. Bras. Paleontol.* 15 (2), 173–188.
- Gherardi, J.M.; McManus, J.F.; Francois, R.; Labeyrie, L. 2008. Reconstructing changes in the meridional overturning circulation using sedimentary $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ratios. *PAGES News*, 16(1), 30 – 31.
- Gherardi, J.M.; Labeyrie, L.; Nave, S.; Francois, R.; McManus, J.F., Cortijo, E. 2009. Glacial-interglacial circulation changes inferred from $(^{231}\text{Pa})/(^{230}\text{Th})$ sedimentary record in the North Atlantic region, *Paleoceanography*, 24, PA2204.
- Gianesella, S.M.F. 2000. Variabilidade da Camada de Clorofila Máxima na Região de Quebra da Plataforma Continental Sudeste Brasileira. Tese (Livre-Docência), Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 166p.
- Gordon, A.L. 2001. Bottom Water Formation. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 1, 334 – 340.
- Guiot, J., de Vernal, A. 2007. Transfer functions: methods for quantitative paleoceanography based on microfossils, In Hillaire-Marcel and de Vernal (eds.) *Proxies in Late Cenozoic Paleocyanography*, Elsevier, pp. 523-563.
- Gutjahr, M.; Hoogakker, B.A.A.; Frank, M.; McCave, I.N. 2010. Changes in north atlantic deep water strength and bottom water masses during marine isotope stage 3 (45–35 ka BP), *Quat. Sci. Rev.*, 29(19–20), 2451–2461.
- Hale, W.; Pflaumann, U. 1999. Sea-surface Temperature Estimations using a Modern Analog Technique with Foraminiferal Assemblages from Western Atlantic Quaternary Sediments. In: Fischer, G.; Wefer, G (eds.), *Use of Proxies in Paleocyanography - Examples from the South Atlantic*, Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 69–90.
- Hecht, A.D. 1974. Intraspecific variation in recent populations of *Globigerinoides ruber* and *Globigerinoides trilobus* and their application to paleoenvironmental analyses. *Journal of Paleontology*, 48, 1217–1234.
- Hecht, A.D.; Savin, S.M. 1972. Phenotypic variation and oxygen isotope ratios in recent planktonic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 2, 55-67.
- Hemleben, C.; Spindler, M.; Anderson, O. R. 1989. *Modern planktonic foraminifera*: Berlin, Heidelberg, New York, Springer, 363 p.
- Hilbrecht, H. 1996. Extant planktic foraminifera and the physical environment in the Atlantic and Indian Oceans. *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgen. Technischen Hochschule und der Universität Zurich*, Neue Folge. No. 300, Zurich.

- Hunt, A.; Watkiss, P. Climate change impacts and adaptation in cities: a review of the literature. *Climatic Change* (2011) 104:13–49 DOI 10.1007/s10584-010-9975-6
- Hut, G. 1987. Consultants' Group Meeting on Stable Isotope Reference Samples for Geochemical and Hydrological Investigations. IAEA Report, 16-18, Vienna: Austria.
- Hutson, W.H., 1980. The Agulhas current during the late Pleistocene: analysis of modern faunal analogs. *Science* 207, 64–66.
- Ijiri, A.; Wang, L.; Oba, T.; Kawahata, H.; Huang, C-Y.; Huang, C-Y. 2005. Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219, 239–61.
- Imbrie, J.; Hays, J.D.; Martinson, D.G.; McIntyre, A.; Mix, A.C.; Morley, J.J.; Pisias, N.G.; Prell, W.L.; Shackleton, N.J. 1984 The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A.L. *et al.* (Eds.), *Milankovitch and Climate*. D. Reidel Publishing Co. p. 269-305.
- IPCC. Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., et al. (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2013
- Iwai, F.S. 2015. Estudo morfométrico em foraminíferos planctônicos da margem continental brasileira. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 120p.
- Johns, W. E., et al. 2011. Continuous, array-based estimates of Atlantic Ocean heat transport at 26.5°N, *J. Clim.*, 24(10), 2429–2449, doi:10.1175/2010JCLI3997.1
- Jonkers, L.; Kucera, M. 2015. Global analysis of seasonality in the shell flux of extant planktonic Foraminifera. *Biogeosciences*, 12, 2207-2226.
- Juggins S. 2003. C2 User Guide. Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualisation. University of Newcastle, Newcastle upon Tyne, UK, 69 p.
- Kawahata, K. 2005 Stable isotopic composition of two morphotypes of *Globigerinoides ruber* (white) in the subtropical gyre in the North Pacific. *Paleontological Research*, 9(1), 27–35.
- Kemle-von Mücke, S.; Hemleben, C. 1999. Foraminifera. In: Boltovskoy, D. Ed., *South Atlantic Zooplankton*. Backhuys Publishers, Leiden, Netherlands, p. 43-73.
- Kienast, M., Kienast, S., Calvert, S., Eglington, T., Mollenhauer, G., Francois, R., Mix, A. 2006. Eastern Pacific cooling and Atlantic overturning circulation during the last deglaciation. *Nature*, 443, 846–849.
- Kim, J.-H.; Schneider, R.R.; Mueller, P.J.; Wefer, G. 2002. Interhemispheric comparison of deglacial sea-surface temperature patterns in Atlantic eastern boundary currents. *Earth and Planetary Science Letters*, 194, 383-393.

- Knorr, G.; Lohmann, G. 2003. Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. *Nature* 424, 532–536.
- Kodama, Y. 1992. Large-scale common features of Sub-tropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of Subtropical Frontal Zones. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 70(4), 813-835.
- Kohl, B.; Fillon, R.H.; Roberts, H.H. 2004. Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Pleistocene Lagniappe delta and related section, northeastern Gulf of Mexico. In: Andersen, J.B., FILLON, R. (Eds.), *Late Quaternary Stratigraphic Evolution of the Gulf of Mexico Basin*. SEPM Spec. Publ. 79, pp. 189–216.
- Kousky, V.E. 1988. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3, 217-231.
- Kroon, D.; Ganssen, G., 1989. Northern Indian Ocean upwelling cells and the stable isotope composition of living planktonic foraminifers. *Deep-Sea Res.*, 36, 1219-1236.
- Kroopnick, P.M. 1985. The distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of ΣCO_2 in the world oceans. *Deep-Sea Research*, Part A, 32, 57-84.
- Kucera, M. 2007. Planktonic Foraminifera as Tracers of Past Oceanic Environments. *Developments in Marine Geology*, volume 1 (Proxies in late Cenozoic Paleooceanography):213-262.
- Kucera, M. et al. 2005 Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quaternary Science Reviews*, 24, 951–998.
- Kuroyanagia, A.; Kawahata, H. 2004. Vertical distribution of living planktonic foraminifera in the seas around Japan. *Marine Micropaleontology*, 53, 173– 196.
- Kuroyanagi, A.; Kawahata, H.; Narita, H.; Ohkushi, K.; Aramaki, T. 2006. Reconstruction of paleoenvironmental changes based on the planktonic foraminiferal assemblages off Shimokita (Japan) in the northwestern North Pacific. *Global and Planetary Change*, 53, 92–107.
- Kuroyanagi, A.; Tsuchiya, M.; Kawahata, H.; Kitazato, H. 2008. The occurrence of two genotypes of the planktonic foraminifer *Globigerinoides ruber* (white) and paleo-environmental implications. *Marine Micropaleontology*, 68, 236–243.
- Lambeck, K.; Rouby, H.; Purcell, A.; Sun, Y.; Sambridge, M. 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *PNAS*, 111(43), 15296–15303.
- Lamy, R., Kaiser, J., Ninnemann, U.; Hebbeln, D.; Arz, H.W.; Stoner, J. 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian ice sheet response. *Science*, 304, 1959–1962.

- Le, J.; Thunell, R.C. 1996. Modelling planktic foraminiferal assemblage changes and application to sea surface temperature estimation in the western equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology*, 28, 211–29.
- Lea, D.W. 1999. Trace elements in foraminiferal calcite. In: Sen Gupta B, (Editor), *Modern Foraminifera*: Kluwer. p. 259-277.
- Lea, D.W.; Mashiotta, T.A.; Spero, H.J. 1999. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 2369–2379.
- Lea, D.W.; Pak, D. K.; Spero, H.J. 2000 Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*, 289(5485), 1719– 1724.
- Lea D.W. 2003 Elemental and Isotopic Proxies of Past Ocean Temperatures. In: Holland H.D. and Turekian K.K. (eds.) *Treatise on Geochemistry*, Second Edition, Oxford: Elsevier, v. 8, p. 373-397.
- Ledru, M. P., D. D. Rousseau, F. W. C. Jr, C. Riccomini, I. Karmann, and L. Martin, 2005: Paleoclimate changes during the last 100,000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. *Quat. Res.*, 64, 444–450.
- Lee, S.-Y., Chiang, J. C. H., Matsumoto, K., and Tokos, K. S. 2011. Southern Ocean wind response to North Atlantic cooling and the rise in atmospheric CO₂: Modeling perspective and paleoceanographic implications, *Paleoceanography*, 26, PA1214.
- Lear, C.H.; Elderfield, H., Wilson, P.A. 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science*, 287(5451), 269-272.
- LeGrande, A.N.; Schmidt, G.A. 2006: Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. *Geophysical Research Letters*, 33, L12604, doi:10.1029/2006GL026011.
- Lessa, D.; Santos, T.P.; Venâncio, I.M.; Albuquerque, A.L.S. 2017 Offshore expansion of the Brazilian coastal upwelling zones during Marine Isotope Stage 5. *Global and Planetary Change*, 158, 13–20.
- Lessa, D.V.O.; Portilho-Ramos, R. C.; Barbosa, C. F.; da Silva, A. R.; Belem, A.L.; Turcq, B.J.; Albuquerque, A.L.S. 2014. Planktonic foraminifera in the sediment of a western boundary upwelling system off Cabo Frio, Brazil. *Marine Micropaleontology*, 106, 55-68.
- Lessa, D.V., et al., 2016. Holocene oscillations of Southwest Atlantic shelf circulation based on planktonic foraminifera from an upwelling system (off Cabo Frio, Southeastern Brazil). *The Holocene* 26 (8), 1175–1187.
- Lisiecki, L.E.; Raymo, M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1), PA1003.
- Lisiecki, L.E.; Stern, J.V. 2016. Regional and global benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks for the last glacial cycle, *Paleoceanography*, 31, 1-27, doi:10.1002/2016PA003002.

- Lourenço, R.; Mahiques, M.M.; Wainer, I.; Rosell-Melé, A.; Bicego, M.C. 2016. Organic biomarker records spanning the last 34,800 years from the southeastern Brazilian upper slope: links between sea surface temperature, displacement of the Brazil Current, and marine productivity. *Geo-Mar Lett*, 36, 361–369.
- Locarnini, R.A.; Mishonov, A.V.; Antonov, J.I.; Boyer, T.P.; Garcia, H. E.; Baranova, O.K.; Zweng, M.M.; Paver, C.R.; Reagan, J.R.; Johnson, D.R.; Hamilton, M.; Seidov, D. 2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 40 p.
- Lohmann, G.P. 1992. Increasing seasonal upwelling in the subtropical South Atlantic over the past 700000 yrs: Evidence from deep-living planktonic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 19, 1-12.
- Lowe, J.; Walker, M.J.C. 1997. *Reconstructing Quaternary Environments*. Publisher Addison Wesley Longman, Harlow. 446p.
- Locarnini, R.A.; Mishonov, A.V.; Antonov JI et al. (2010) World Ocean Atlas 2009, Vol. 1: Temperature. In: Levitus S (ed.) *NOAA Atlas NESDIS 68*. Washington, DC: U.S. Government Printing Office, 1–40.
- Lowemark, L.; Honga, W.; Yuib, T.; Hung, G. 2005. A test of different factors influencing the isotopic signal of planktonic foraminifera in surface sediments from the northern South China Sea. *Marine Micropaleontology*, 55, 49– 62.
- Lynch-Stieglitz, J. et al. 2007. Circulation during the Last Glacial Maximum. *Science*, 316, 66. DOI: 10.1126/science.1137127.
- Lynch-Stieglitz, J. 2017. The Atlantic Meridional Overturning Circulation and Abrupt Climate Change. *Annual Review of Marine Science*, 9, 83-104.
- Machain–Castillo, M.A.; Monreal–Gómez, M.A.; Arellano–Torres, E.; Merino–Ibarra, M.; González–Chávez, G. Recent planktonic foraminiferal distribution patterns and their relation to hydrographic conditions of the Gulf of Tehuantepec, Mexican Pacific. *Marine Micropaleontology* 66, 103–119.
- Mahiques, M. M.; Tessler, M. G.; Ciotti, A. M.; Silveira, I. C. A.; Sousa, S. H. M; Figueira, R. C. L.; Tassinari, C. C. G.; Furtado, V. V.; Passos, R. F. 2004. Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. *Continental Shelf Research*, 24, 1685–1697.
- Mahiques, M.M., Sousa, S.H.M., Burone, L., Nagai, R.H., Silveira, I.C.A., Figueira, R.C.L., Soutelino, R.G., Ponsoni, L., Klein, D.A., 2011. Radiocarbon geochronology of the sediments of the Sao Paulo Bight (southern Brazilian upper margin). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 83, 817–834.
- Marchal, O.; Curry, W. B. 2008 On the abyssal circulation in the glacial Atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, DOI: 10.1175/2008JPO3895.1.

- Marengo, J.A.; Tomasella, J.; Soares, W.R.; Alves, L.M.; Nobre, C.A. 2012. Extreme climatic events in the Amazon basin climatological and hydrological context of recent floods. *Theoretical and Applied Climatology*, 107(1-2), 73-85.
- MARGO Project Members. 2009. Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience*, 2, 127-132.
- Martrat, B et al. 2007. Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian Margin. *Science*, 317(5837), 502-507.
- Miao, Q.; Thunell, R.C.; Anderson, D.M. 1994. Glacial-Holocene paleoceanography of the western equatorial Pacific Ocean: Carbonate dissolution and sea surface temperature in the South China and Sulu Seas. *Paleoceanography*, 9(0), 69-90.
- Matano, R.P. 1993. On the separation of the Brazil Current from the Coast. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 79–90.
- Matano, R.P.; Palma, E.D.; Piola, A.R. 2010. The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the Southwestern Atlantic Shelf circulation. *Ocean Science*, 6, 983–995.
- Matsuura, Y. A 1996. A probable cause of recruitment failure of the Brazilian sardine *Sardinella aurita* population during the 1974/75 spawning season. *South Afr. J. Mar. Sci.*, 17, p. 29-35.
- McManus, J. F. et al. 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428, 834-837.
- Miranda, L.B. 1985. Forma da correlação T-S de massas de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (Sp), Brasil. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 33(2), 105 – 119.
- Mohtadi, M.; Hebbeln, D.; Marchant, M., 2005. Upwelling and productivity along the Peru–Chile Current derived from faunal and isotopic compositions of planktic foraminifera in surface sediments. *Mar. Geol.* 216 (3), 107–126.
- Mohtadi, M., et al., 2007. Modern environmental conditions recorded in surface sediment samples off W and SW Indonesia: planktonic foraminifera and biogenic compounds analyses. *Mar. Micropaleontol.* 65(1–2), 96–112.
- Mohtadi M., Steinke S., Groeneveld J., Fink H.G., Rixen T., Hebbeln D., Donner B., Herunadi B., 2009. Low-latitude control on seasonal and interannual changes in planktonic foraminiferal flux and shell geochemistry off south Java: A sediment trap study. *Paleoceanography* 24, PA1201.
- Mohtadi, M., D. W. Oppo, A. Lückge, R. DePol-Holz, S. Steinke, J. Groeneveld, N. Hemme, and D. Hebbeln 2011. Reconstructing the thermal structure of the upper ocean: Insights from planktic foraminifera shell chemistry and alkenones in modern sediments of the tropical eastern Indian Ocean, *Paleoceanography*, 26, PA3219, doi: 10.1029/2011pa002132.

- Montserrat, A.G.; Sierro, F.J.; Flores, J-A. 2011. Arctic front shifts in the subpolar North Atlantic during the Mid-Pleistocene (800–400 ka) and their implications for ocean circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 311, 268–280.
- Morey, A. E.; Mix, A. C.; Pisias, N. G. 2005. Planktonic foraminiferal assemblages preserved in surface sediments correspond to multiple environmental variables. *Quat. Sci. Rev.*, v. 24, p. 925-950.
- Mucci, A. 1983. The solubility of calcite and aragonite in seawater at various salinities, temperature and one atmosphere total pressure *American Journal of Science*, 283, 780-799.
- Mulitza, S.; Durkoop, A.; Hale, W.; Wefer, G.; Niebler, H. S. 1997. Planktonic foraminifera as recorders of past surface-water stratification. *Geology*, 25(4), 335–338.
- Mulitza S, Boltovskoy D, Donner B, Meggers H, Paul A, Wefer G. 2003. Temperature: delta O-18 relationships of planktonic foraminifera collected from surface waters. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 202(1-2):143-152.
- Nagai, R.H.; Ferreira, P.A.L.; Mulkherjee, S.; Martins, M.V.; Figueira, R.C.L.; Sousa, S.H.M.; Mahiques, M.M.; 2014. Hydrodynamic controls on the distribution of surface sediments from the southeast South American continental shelf between 23°S and 38°S. *Continental Shelf Research*, 89, 51–60.
- Niebler, H.-S.; Arz, H.W.; Donner, B.; Mulitza, S.; Patzold, J. ; Wefer, G. 2003, Sea surface temperatures in the equatorial and South Atlantic Ocean during the Last Glacial Maximum (23 – 19 ka), *Paleoceanography*, 18(3), 1069.
- Niebler, H. S.; Hubberten, H. W.; Gersonde, R. Oxygen isotope values of planktic foraminifera: a tool for the reconstruction of surface water stratification. In: Fisher, G.; Wefer, G. (Ed.). *Use of proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1999, p. 165-189
- Ninneman, U.S.; Charles, C.D. 1997. Regional differences in Quaternary Subantarctic nutrient cycling: Link to intermediate and deep water ventilation. *Paleoceanography*, 12(4), 560-567.
- Nobre, C. A et al. 2011. Vulnerabilidade das Megacidades Brasileiras às Mudanças Climáticas: Região Metropolitana de São Paulo. In: MOTA, R.; et al. (Eds.). *Mudanças do Clima no Brasil: Aspectos econômicos, sociais e regulatórios*. 1^{ed}. Brasília: IPEA, p. 233-258.
- Novello, V.F et al. 2017. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Scientific Reports*, 7:44267 | DOI: 10.1038/srep44267.
- Numberger, L.; Hemleben, C.; Hoffmann, R.; Mackensen, A.; Schulz, H.; Wunderlich, J.M.; Kucera, M. 2009. Habitats, abundance patterns and isotopic signals of morphotypes of the planktonic foraminifer *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) in the eastern Mediterranean Sea since the Marine Isotopic Stage 12. *Marine Micropaleontology*, 73, 90–104.

- O'Neil, J.R.; Clayton, R.N.; Mayeda, T.K. 1969. Oxygen Isotope Fractionation in Divalent Metal Carbonates. *Journal of Chemical Physics*, 51(12); 5547-5558.
- Oppo, D.W.; Lehman, S.J. 1993. Mid-depth circulation of the subpolar north Atlantic during the last glacial maximum. *Science*, 19, 259(5098), 1148-52.
- Ortiz, LD.; Mix, A.C. 1992. The spatial distribution and seasonal succession of planktonic foraminifera in the California Current off Oregon, September 1987-1988, In: C.P. Summerhayes, W.L. Prell, K.C. (Eds.) *Emeis Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene*, 197-213, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 64.
- Ortiz, J.D.; Mix, A.C. 1997. Comparison of Imbrie-Kipp transfer function and modern analog temperature estimates using sediment trap and core-top foraminiferal faunas, *Paleoceanography*, 12, 175-190.
- Paillard, D.; Labeyrie, L.; Yiou, P. 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos Trans AGU* 77:379.
- Palma, E.D.; Matano, R.P. 2009. Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight, *Continental Shelf Research*, 29, 1525– 1534.
- Parker, W.C.; Arnold, A.J. 1999 Quantitative methods of data analysis in foraminiferal ecology. In: Sen Gupta, B.K (Ed.) *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers. London, p. 71-89.
- Pedro, J.B. et al. 2015. The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience*, 9, 51-56. DOI: 10.1038/NCEO2580.
- Peeters, F. J. C., R. Acheson, G.-J. A. Brummer, W. P. M. de Ruijter, R. R. Schneider, G. M. Ganssen, E. Ufkes, D. Kroon 2004. Vigorous exchange between the Indian and Atlantic oceans at the end of the past five glacial periods, *Nature*, 430, 661 – 665.
- Peterson L.C., Prell W.L. 1985. Carbonate preservation and rates of climatic change: an 800 kyr recorded from the Indian Ocean. In: Sundquist E., Broecker W. (Eds.). *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*, Am. Geophys. Union, *Geophys. Monogr.*, 32, 251-269.
- Peterson, R.G.; Stramma, L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, v. 26, p. 1-73.
- Piola, A.R.; Campos, E.J.D.; Moller, O.O.; Charo, M.; Martinez, C.. 2000. Subtropical shelf front off eastern South America, *J. Geophys. Res.*, 105, C3, 6566–6578.
- Piola, A.R.; Matano, R.P. 2001. Brazil and Falklands (Malvinas) currents. In: THORPE, S. A. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, p. 340– 349, Elsevier, New York.
- Piola, A.R.; Matano, R.P.; Palma, E.D.; Möller, O.O.; Campos, E.J.D. 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters* 32: doi: 10.1029/2004GL021638.

- Portilho-Ramos, R.C.; Ferreira, F.; Calado, L.; Frontalini, F.; de Toledo, M.B., 2015. Variability of the upwelling system in the southeastern Brazilian margin for the last 110,000 years. *Glob. Planet. Chang.* 135, 179–189.
- Oomori, T.; Kaneshima, H.; Maezato, Y.; Kitano, Y. 1987. Distribution coefficient of Mg^{2+} ions between calcite and solution at 10-50°C. *Marine Chemistry*, 20, 327-336.
- Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., Röhl, U. 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, 290, 1947–1951.
- Pivel, M.A.G; Santarosa, A.C.A.; Toledo, F.A.L.; Costa, K.B. 2013. The Holocene onset in the southwestern South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374, 164-172.
- Portilho-Ramos, R.C.; Rios-Netto, A.M.; Barbosa, C.F. 2006. Caracterização bioestratigráfica do Neógeno superior da Bacia de Santos com base em foraminíferos planctônicos. *Rev. Bras. Paleontol.* 9, 349–354.
- Portilho-Ramos, R.C; RIOS-NETTO, A.M.; Barbosa, C.F. 2015. Caracterização bioestratigráfica do Neógeno superior da Bacia de Santos com base em foraminíferos planctônicos. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9(3), 349-354.
- Rahmstorf, S.; Ganopolski, A. 1999. Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model, *Clim. Change*, 43(2), 353–367, doi: 10.1023/A:1005474526406.
- Rahmstorf, S. 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419, 207–214.
- Rasmussen et al., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Climate and Dynamics*, 111(D6).
- Ravelo, A.C.; Fairbanks, R.G. 1995. Carbon isotopic fractionation in multiple species of planktonic foraminifera from core-tops in the tropical Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*, 25, 53-74.
- Ravelo, A.C.; Fairbanks, R.G.; Philander, S.G.H. 1990. Reconstructing Tropical Atlantic Hydrography Using Planktonic Foraminifera and an Ocean Model. *Paleoceanography*, 5(3), 409-431.
- Ravelo, A.C.; Hillaire-Marcel, C. 2007. The Use of Oxygen and Carbon Isotopes of Foraminifera in Paleoceanography. In: Hillaire-Marcel, C.; Vernal, A. (Eds.) *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*, 735–760, Amsterdam: Elsevier.
- Reboita, M. S. 2008. Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG–USP, 359 p.

- Reimer, P.J. et al. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869–1887.
- Renaud, S.; Schmidt, D.N. Habitat tracking as a response of the planktic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides* to environmental fluctuations during the last 140 kyr 97-122. *Marine Micropaleontology*, 49, 97-122.
- Richey, J.N.; Poore, R.Z.; Flower, B.P.; Hollander, D.J. 2012. Ecological controls on the shell geochemistry of pink and white *Globigerinoides ruber* in the northern Gulf of Mexico: Implications for paleoceanographic reconstruction. *Marine Micropaleontology*, 82–83, 28–37.
- Roberts, N.L.; Piotrowski, A.M.; McManus, J.F.; Keigwin, L.D. 2010. Synchronous Deglacial Overturning and Water Mass Source Changes. *Science*, 327(5961), 75-78.
- Rodrigues, R.R.; Lorenzzetti, J.A.A 2001. Numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling Continental Shelf Research 21(4), 371-394.
- Rodrigues, R.R.; Rothstein, L.M.; Wimbush, M. 2007. Seasonal variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: a numerical study. *J. Phys. Oceanogr.* 37, 16–30.
- Rohling, E.J.; Cooke, S. 1999. Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells. In: Gupta BKS, editor. *Modern Foraminifera*. London: Kluwer Academic Publishers. p. 239-258.
- Rosell-Melé, A., Bard, E., Emeis, K.-C., Grieger, B., Hewitt, C., Muller, P.J., Schneider, R.R., 2004. Sea surface temperature anomalies in the oceans at the LGM estimated from the alkenone- $U^{K^{37}}$ index: comparison with GCMs. *Geophysical Research Letters*, 31, L03208.
- Rosenthal, Y. 2007. Elemental Proxies for Reconstructing Cenozoic Seawater Paleotemperatures from Calcareous Fossils. In: Hillaire-Marcel, C.; Vernal, A. (Eds.) *Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography*, 735–760, Amsterdam: Elsevier.
- Sadekov, A.; Eggins, S.M.; Deckker, P.; Kroon, D. 2008 Uncertainties in seawater thermometry deriving from intratest and intertest Mg/Ca variability in *Globigerinoides ruber*. *Paleoceanography*, 23, PA 1215, doi: 10.1029/2007PA001452.
- Santos, T.P.; Franco, D.R.; Barbosa, C.F.; Belem, A.L.; Dokken, T.; Albuquerque, A.L.S. 2013. Millennial- to centennial-scale changes in sea surface temperature in the tropical South Atlantic throughout the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 392, 1–8.
- Santos, T.P., Lessa, D.O., Venancio, I.M., Chiessi, C.M., Mulitza, S., Kuhnert, H., Govin, A., Machado, T., Costa, K.B., Toledo, F., Dias, B.B., Albuquerque, A.L.S. 2017. Prolonged warming of the Brazil Current precedes deglaciations. *Earth Planet. Sci. Lett.* 463, 1–12.
- Sautter, L.R.; Sancetta, C. 1992. Seasonal associations of phytoplankton and planktonic foraminifera in an upwelling region and their contribution to the seafloor, *Marine Micropaleontology*, 18, 263 – 278.

- Sautter, L. R.; Thunell, R.C. 1989. Seasonal succession of planktonic foraminifera: Results from a four-year time-series sediment trap experiment in the northeast Pacific, *Journal of Foraminiferal Research*, 19, 253 – 267.
- Sautter, L.R.; Thunell, R.C. 1991. Planktonic foraminiferal response to upwelling and seasonal hydrographic conditions; sediment trap results from San Pedro Basin, Southern California Bight. *Journal of Foraminiferal Research*, 21(4), 347-363.
- Shakun, J.; Carlson, A.E. 2010. A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 29(15-16), 1801-1816.
- Schrag, D.P.; Adkins, J.F.; McIntyre, K.; Alexander, J.L.; Hodell, D. A.; Charles, C.D.; McManus, J. F. 2002. The oxygen isotopic composition of seawater during the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Review*, 21, 331–342.
- Schell, I.I. 1970. Variability and persistence in the Benguela Current and upwelling off southwest Africa. *Journal of Geophysical Research*, 75(27), 5225-5241.
- Schiebel, R; Hemleben, C. 2017. *Planktic Foraminifers in Modern Ocean*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin. 366p.
- Schmid, C.; Schafer, H. Podesta, G.; Zenk, W. 1994. The Vitória Eddy and its Relation to Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, 25, 2532-2546.
- Schmuker, B.; Schiebel, R. 2002. Planktic foraminifers and hydrography of the eastern and northern Caribbean Sea, *Marine Micropaleontology*, 46(3–4), 387-403.
- Shackelton, N.J. 1974. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Colloques Internationaux de CNRS*.
- Shakun, J.D.; Carlson, A.E. 2010. A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1801 – 1816.
- Silveira, I.C.A.; Schmidt, A.C.K.; Campos, E.J.D.; Godoi, S.S.; Ikeda, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao largo da costa Leste Brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48(2), 171-183.
- Singh, A.D.; Verma, K.; Jaiswal, S.; Alonso-Garcia, M.; Abrantes, F. 2015. Planktic foraminiferal responses to orbital scale oceanographic changes off the western Iberian margin over the last 900 kyr: Results from IODP site U1391. *Global and Planetary Change*, 135, 47.
- Stech, J. L; Lorenzetti, J. A. 1992. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *Journal Geophysical Research*, 97(66), 9507-9520.
- Steinke, S.; Chiu, H.-Y.; Yu, P.-S.; Shen, C.-C.; Erlenkeuser, H.; Lowemark, L.; Chen, M.-T. 2005. Mg/Ca ratios of two *Globigerinoides ruber* (white) morphotypes: Implications for reconstructing past tropical/subtropical surface waters conditions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(11), 1–12.

- Steinke, S.; Chiu, H.; Yu, P.; Shen, C.; Erlenkeuser, H.; Lowemark, L.; Chen, M. 2006. On the influence of sea level and monsoon climate on the southern South China Sea freshwater budget over the last 22,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1475–1488.
- Steph, S.; Regenberg, M.; Tiedemann, R.; Mulitza, S.; Nurnberg, D. 2009. Stable isotopes of planktonic foraminifera from tropical Atlantic/Caribbean coretops: Implications for reconstructing upper ocean stratification. *Marine Micropaleontology*, 71, 1–19.
- Stommel, H. 1961. Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow. *Tellus*, 13(2), 224–230.
- Stramma, L.; England, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, C9, p. 20.863–20.883.
- Stramma, L.; Schott, F. 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, 46, 279–303.
- Stuiver M.; Reimer, P.J. 1993. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215–230.
- Tabachnick, B.G.; Fidell, L.S. 2013. *Using Multivariate Statistics*. Pearson, Boston.
- Tedesco, K.A.; Thunell, R.C. 2003. Seasonal and interannual variations in planktonic foraminiferal flux and assemblage composition in the Cariaco Basin, Venezuela, *Journal of Foraminiferal Research*, 33, 192 – 210, doi:10.2113/33.3.192.
- Thornalley, D.J.R.; Blaschek, M.; Davies, F.J. et al. (2013) Long-term variations in Iceland-Scotland overflow strength during the Holocene. *Climate of the Past* 9: 2073–2084.
- Tolderland, D.S.; Be, A.W.H. 1971. Seasonal Distribution of Planktonic Foraminifera in the Western North Atlantic. *Micropaleontology*, 17(3), 297–329.
- Toledo, F.A.L.; Costa, K.B.; Pivel, M.A.G.; Campos, E.J.D. 2008. TRACING PAST CIRCULATION CHANGES IN THE WESTERN SOUTH ATLANTIC BASED ON PLANKTONIC FORAMINIFERA. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 11(3), 169–178.
- Toledo, F.A.L.; Quadros, J.P.; Camillo Jr., E.; Santarosa, A.C.A.S, Flores, J-A.; Costa, K.B. Plankton biochronology for the last 772,000 years from the western South Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 127, 50–62.
- Tomczak, M.; Godfrey, J.S. 2003. *Regional Oceanography: an Introduction*. 2nd edn. Daya Publishing House, Delhi. 390p.
- Thirumalai, K.; Richey, J.N.; Quinn, T.M.; Poore, R.Z. 2014. *Globigerinoides ruber* morphotypes in the Gulf of Mexico: A test of null hypothesis. *Scientific Reports*, 4, 6018, doi: 10.1038/srep06018.
- Thompson, P.R.; Bé, A.W.H.; Duplessy, J.-C.; Shackleton, N.J. 1979. Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 yr BP in the Indian and Pacific oceans. *Nature*, 280, 554–558.

- Thompson, P.R., 1981. Planktonic foraminifera in the western north Pacific during the past 150 000 years: comparison of modern and fossil assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, 35, 241–279.
- Thunell, R.C.; Williams, D.F; Cita, M.B. 1983. Glacial anoxia in the eastern Mediterranean. *Journal of Foraminiferal Research*, 13, 283-290.
- Trend-Staid, M.; Prell, W. 2002. Sea surface temperature at the Last Glacial Maximum: A reconstruction using the modern analog technique, *Paleoceanography*, 17(4), 1065.
- Uvo, C.R.B. e Nobre, C.A., 1989: A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. *Climanalise*, 4(07), 34 – 40.
- Valentin, J. L. 2001. The Cabo Frio Upwelling System, Brazil. In: Sweligar, U.; Kjerfve, H. (Ed.). *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*. Berlin: Springer- Verlag, 97-105.
- Vellinga, M. and Wood, R. A.: Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation, *Climatic Change*, 54, 251–267, doi:10.1023/a:1016168827653, 2002.
- Venancio, I. M.; Belem, A. L.; dos Santos, T.H.R.; Zucchi, M. R.; Azevedo, A. E. G.; Capilla, R.; Albuquerque, A.L. (2014). Influence of continental shelf processes in the water mass balance and productivity from stable isotope data on the Southeastern Brazilian coast. *Journal of Marine Systems*, 139, 241–247.
- Venancio, I. M.; Belem, A. L.; dos Santos, T. H. R.; Lessa, D.O.; Albuquerque, A.L.S.; Mulitza, S.
- Vera, C.; Higgins, W.; Ambrizzi, T.; Amador, J.; Garreaud, R.; Gochis, D.; Gutzler, D.; Lettenmaier, D.; Marengo, J.; Mechoso, C. R.; Nogue-Paegle; Silva Dias, P. L; Zhang, C. 2006. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate*, 19, 4977-5000.
- Vicalvi, M.A. 1997. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático dos sedimentos do Quaternário Superior do Talude da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 11 (1/2), 132-165.
- Vicalvi, M.A. 1999. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do Quaternário Superior do talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, RJ. 183 p.
- Vicalvi, M.A. 2009. Distribuição estratigráfica quantitativa de foraminíferos planctônicos no quaternário da margem continental do sudeste brasileiro. PETROBRAS. Relatório Interno RT BPA 004/09, 12p.
- Vuille, M., Burns, S.J., Taylor, B.L., Cruz, F.W., Bird, B.W., Abbott, M.B., Kanner, L.C., Cheng, H., Novello, V.F., 2012. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, 8, 1309-1321.

- Waelbroeck, C.; Mulitza, S.; Spero, H. J.; Dokken, T.; Kiefer, T.; Cortijo, E. 2005. A global compilation of Late Holocene planktonic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$: Relationship between surface water temperature and $\delta^{18}\text{O}$. *Quaternary Science Reviews*, 24(7-9), 853-868.
- Wainer, I; Taschetto, A.S. Climatologia na Região entre Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS), Diagnóstico para os Períodos Relativos aos Levantamento Pesqueiros do Programa REVIZEE. In: C.L.D.B. Rossi-Wongtschowski; L.S-P. Madureira. (Eds.). O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil, São Paulo, EDUSP - Editora da Universidade de São Paulo, p 121-160.
- Wang, L. 2000. Isotopic signals in two morphotypes of *Globigerinoides ruber* (white) from the South China Sea: implications for monsoon climate change during the last glacial cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161, 381–394.
- Watkins, J.M.; Mix, A.C.; Wilson, J. 1996 Living planktic foraminifera: tracers of circulation and productivity regimes in the central equatorial Pacific. *Deep-Sea Research*, 43, 1257- 1282.
- Wang, X., Auler, A., Edwards, R., Cheng, H., Cristalli, P., Smart, P., Richards, D., Shen, C. 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, 432, 740–743.
- Weijer, W.; De Ruijter, W.P.M.; Dijkstra, H.A. 2001 Stability of the Atlantic overturning circulation: competition between Bering Strait freshwater flux and Agulhas heat and salt sources, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 2385–2402.
- Weinelt, M. 2009. Ocean Paleotemperatures. In: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*
- Weldeab, S.; Schneider, R.R.; Kölling, M. 2006. Deglacial sea surface temperature and salinity increase in the western tropical Atlantic in synchrony with high latitude climate instabilities, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 699–706.
- Zaric, S., Donner, B., Fischer, G., Mulitza, S., Wefer, G. 2005. Sensitivity of planktic foraminifera to sea surface temperature and export production as derived from sediment trap data, *Mar. Micropal.*, 55, 75–105.
- Zemba, J. C., 1991: The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 36° South. Tese de Doutorado, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, 160 pp.
- Zembruski, S. G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: CHAVES, H. A. F. (Ed.) Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das áreas oceanicas adjacentes. Série Projeto REMAC, v. 7. PETROBRAS, DNPM, CPRM, DHN, CNPq.
- Zhou, J.; Lau, K-M. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *J. Climate*, 11, 1020–1040.

Zweng, M.M; Reagan, J.R.; Antonov, J.I.; Locarnini, R.A.; Mishonov, A.V.; Boyer, T.P.; Garcia, H.E.; Baranova, O.K.; Johnson, D.R.; Seidov, D.; Biddle, M.M. 2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 39 p.