Edmundo Camillo dos Santos Júnior

**Caracterização do Atlântico Sul Ocidental desde o EIM 9 até o EIM 1 com base
no estudo de foraminíferos planctônicos**

Tese 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.

Orientador: Prof. Dr. Felipe A. de Lima Toledo

São Paulo
2019

Universidade de São Paulo
Instituto Oceanográfico

Caracterização do Atlântico Sul Ocidental desde o EIM 9 até o EIM 1 com base no
estudo de foraminíferos planctônicos

Edmundo Camillo dos Santos Júnior

Tese 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 ____/____/____

_____

Prof(a). Dr(a).

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Aos meus pais
Norma e Edmundo.

“Cold ground was my bed last night
and rock was my pillow too”
(Bob Marley – Talkin’ Blues)

“Bury me in the ocean with my ancestors that jumped from ships
because they knew death was better than bondage”.
(Erik Killmonger)

Sumário

AGRADECIMENTOS	001
RESUMO	002
ABSTRACT	003
ABREVIações	004
ÍNDICE DE FIGURAS E TABELAS	005
INTRODUÇÃO	010
OBJETIVOS	012
FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	013
O Atlântico Sul e o clima global	013
Paleoceanografia do Atlântico Sul	018
O uso dos foraminíferos planctônicos em estudos paleoceanográficos	023
A intensidade dos EIM durante o Quaternário	025
ÁREA DE ESTUDO	028
Circulação superficial e massas de água	028
<i>Ressurgência</i>	031
<i>Pluma do Rio da Prata</i>	032
<i>Influência da circulação atmosférica</i>	034
Circulação profunda e massas d'água	035
MATERIAIS E MÉTODOS	039
Método de apresentação dos resultados	039
Testemunhos marinhos	039
<i>Breve caracterização dos testemunhos</i>	040
<i>Caracterização isotópica</i>	044
<i>Cronologia</i>	046
<i>Teor de CaCO₃</i>	047
Processamento das amostras utilizadas	048
<i>Peneiramento úmido</i>	048
<i>Peneiramento seco</i>	048
<i>Análise da fauna total de foraminíferos planctônicos</i>	049
Avaliação do grau de preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos	049

Paleotemperatura superficial marinha: a técnica das redes neurais artificiais	050
Razão <i>G. bulloides</i> / <i>G. ruber</i>	051
Razão PB	052
Índices de diversidade	053
Técnicas estatísticas	054
<i>Coeficiente de correlação linear de Pearson</i>	054
<i>Análise de componentes principais</i>	054
RESULTADOS	056
Preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos	056
Censo Faunal	058
<i>Espécies principais</i>	059
<i>Outras espécies importantes</i>	064
<i>Demais espécies observadas</i>	071
<i>Espécies raras</i>	080
Estimativas de paleotemperatura superficial marinha	083
Razão <i>G. bulloides</i> / <i>G. ruber</i>	087
Razão PB	088
Índices de diversidade	090
Estatística	092
<i>Análise de componentes principais</i>	092
<i>Matriz de correlação linear de Pearson</i>	094
DISCUSSÃO	098
Análise de diversidade	098
<i>Estabilidade climática, ressurgência e queda na diversidade dos foraminíferos planctônicos</i>	098
<i>Instabilidade climática e o aumento da diversidade dos foraminíferos planctônicos no</i> <i>Atlântico Sul Ocidental</i>	100
Análises estatísticas	104
<i>Projeção gráfica (Biplot)</i>	104
<i>Representação gráfica dos escores em função do tempo</i>	106

Caracterização Superficial do Atlântico Sul Ocidental desde o EIM 9 ao EIM 1	110
<i>O EIM 9</i>	110
<i>O EIM 8</i>	121
<i>O EIM 7</i>	127
<i>O EIM 6</i>	132
<i>O EIM 5</i>	138
<i>O último estágio glacial</i>	145
<i>O EIM 1</i>	152
Caracterização Profunda do Atlântico Sul Ocidental desde o EIM 9 até o EIM 1	154
<i>Os Eventos de Dissolução do CaCO₃ no Atlântico Sul Ocidental</i>	154
<i>Acumulação do CaCO₃ e Preservação dos Foraminíferos Planctônicos no Atlântico Sul Ocidental</i>	162
Reconstrução paleoceanográfica do Atlântico Sul Ocidental desde o EIM 9 até o EIM 1	163
CONCLUSÕES	172
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	185

AGRADECIMENTOS

Agradeço profundamente ao Prof. Dr. Michel M. de Mahiques, por me proporcionar momentos que foram fundamentais na definição de minha carreira acadêmico-profissional: primeiramente, ainda aluno do curso de graduação em Oceanografia/UERJ, após concluir o minicurso “Fundamentos de Paleoceanografia”, ministrado pelo próprio na “Semana Nacional de Oceanografia – FURG”, foi quando eu tive a certeza de que eu queria que a paleoceanografia estivesse presente na minha vida; e também, posteriormente, quando me abriu as portas do Instituto Oceanográfico/USP e me apresentou aos meus orientadores.

Agradeço imensamente aos meus orientadores, Prof. Dr. Felipe Toledo e a Prof. Dra. Karen Costa, por terem me recebido tão bem ao longo de mais de dez anos de parceria sólida, pela oportunidade de estudar paleoceanografia profundamente e de trabalhar com materiais que me proporcionaram experiências muito enriquecedoras à minha formação profissional, além de me proporcionar momentos e experiências que foram muito importantes para o meu crescimento pessoal.

Agradeço ao meu eterno MESTRE e Orientador Prof. Dr. Marcos “Halley” Fernandez por me ensinar, através de seu exemplo de vida, que ciência se faz com dedicação e cooperação. Ao Grupo TEKOS da Faculdade de Geologia/UERJ, coordenado pela Prof. Dra. Monica Heilbron, minha primeira orientadora acadêmica, e ao meu co-orientador Prof. Dr. Luiz Guilherme Eirado, ambos responsáveis pelo despertar da investigação científica em minha vida. Aos meus professores de graduação Profa. Dra. Izabel Gurgel, Prof. Dra. Denise Tenenbaum, Prof. Dra. Marilene de Pinho, Prof. Dra. Josefa Guerra e Prof. Dr. Antonio Tadeu Reis, fundamentais na minha formação como oceanógrafo. Ao Prof. Dr. José-Abel Flores e a Profa. Dra. Maria Alejandra Gomez Pivel, pelas conversas enriquecedoras. Aos meus amigos de tantos (e bons) anos de convivência no Laboratório de Paleoceanografia do Atlântico Sul, Ana Cláudia A. Santarosa, Fabiana K. de Almeida, Mariane Gonzales, Marcus Hirama, Heliane Ferrarese, Eloy C. Barro, Janaína Campos, Guilherme Pedrão, Mariana Tomazella e Sayuri Iwai.

Em uma outra esfera de agradecimentos, também gostaria de agradecer:

Às minhas filhas, Sofia e Helena, e à minha namorada eterna, Juliana Quadros, pelo sacrifício devido à minha ausência durante o período que tive que me dedicar para esta tese e pelo apoio incondicional. *One Love!*

Aos meus pais, Norma e Edmundo, e à minha irmã, Alessandra, pelo apoio irrestrito.

Gostaria de agradecer aos meus queridos amigos da família Nader Alves, de Cabo Frio, especialmente à Sarah Nader, pelas sábias palavras, conselhos e orientações.

Gostaria de agradecer, especialmente pelo apoio extra nos momentos finais, aos meus pais, minha irmã, meu sobrinho, Erik e a minha sogra, Vera. Valeu, pessoal!!! Muito obrigado por tudo!!!

RESUMO

Este estudo realizou a caracterização do Atlântico Sul Ocidental com base no estudo de foraminíferos planctônicos de dois testemunhos coletados na Bacia de Santos desde o EIM 9 até o EIM 1. De acordo com os resultados aqui apresentados, todos os EIM glaciais exibiram períodos de acúmulo de calor, exceto o EIM 3. Este, por sua vez, caracterizou-se por exibir o último máximo glacial subtropical em, aproximadamente, 43,6 mil anos, resfriamento o qual estaria relacionado à liberação de calor acumulado no Hemisfério Sul para o Hemisfério Norte devido ao fortalecimento da *AMOC* (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*). Os intervalos glaciais de maior acúmulo de calor foram o intervalo 8c – 8b, o subestágio 6c, o EIM 4 e o EIM 2, relacionados ao redirecionamento do excesso de calor para o Hemisfério Sul através da Corrente do Brasil devido ao enfraquecimento da *AMOC*. Os intervalos de maior dissolução do CaCO_3 foram observados durante os glaciais no intervalo 8c – 8b, no intervalo 6e – 6d e no EIM 4; no entanto, os intervalos interglaciais também exibiram eventos de dissolução do CaCO_3 , registrados nos subestágios 9b, 7d, 5d e 5b. Os períodos dissolução também estão relacionados ao enfraquecimento da *AMOC*, que alterou a profundidade de convecção da *NADW*, modificou a geometria das massas de água profunda e, conseqüentemente, diminuiu a profundidade da lisoclina no Atlântico Sul Ocidental. O aumento da intensidade da ressurgência, caracterizado por sua expansão *offshore*, não é uma característica exclusiva dos EIM interglaciais. Além disso, o EIM 7 não exibiu um aumento da intensidade da ressurgência como no 9e e no 5e, mas foi análogo ao observado no final do penúltimo intervalo glacial. Outros fatores que contribuíram para o aumento da produtividade superficial marinha foram o aumento da turbulência da camada de mistura, disponibilizando nutrientes acumulados na Profundidade Máxima de Clorofila para a zona fótica e a influência da pluma do Rio da Prata, aumentando a distribuição de matéria orgânica para o fundo oceânico especialmente durante os glaciais. Não foi possível determinar um “padrão glacial” ou um “padrão interglacial” no Atlântico Sul Ocidental pois cada EIM exibiu características muito particulares. No entanto, alguns eventos foram comuns entre intervalos glaciais e interglaciais.

Palavras-chave: Foraminíferos planctônicos, Paleoceanografia, Atlântico Sul, Paleotemperatura, Paleoprodutividade.

ABSTRACT

This study performed the characterization of the Western South Atlantic from MIS 9 to MIS 1 based on the study of planktonic foraminifera from two deep sea piston cores collected in the Santos Basin. According to the results presented here, all glacial stages exhibited periods of heat accumulation except MIS 3. This, in turn, was characterized by exhibiting the last subtropical glacial maximum in approximately 43,6 thousand years; this cooling would be related to the releasing of accumulated heat in the Southern Hemisphere to the Northern Hemisphere due to the strengthening of AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation). The glacial intervals with the highest heat accumulation were the 8c – 8b interval, the 6c substage, the MIS 4 and MIS 2, all related to the redirection of heat excess to the South Atlantic during times of AMOC slowdown. The highest CaCO_3 dissolution intervals were observed during the glacials at the 8c – 8b interval, at the 6e – 6d interval and at the MIS 4; however, interglacial intervals also exhibited CaCO_3 dissolution events, recorded at substages 9b, 7d, 5d, and 5b. The dissolution periods are also related to the weakening of AMOC, which altered the NADW convection depth, modified the geometry of deep water masses and, consequently, decreased the depth of lysocline in the Western South Atlantic. Increased upwelling intensity, characterized by its offshore expansion, is not a unique feature of interglacials MIS. In addition, MIS 7 did not exhibit increased upwelling intensity as in 9e and 5e, but was analogous to that observed at the end of the penultimate glacial stage. Other factors that contributed to the increase in marine surface productivity were the increase in the mixing layer turbulence, providing nutrients accumulated in the Maximum Chlorophyll Depth to the photic zone and the influence of the Rio da Prata plume, increasing the distribution of organic matter to the ocean floor especially during glacials. It was not possible to determine a “glacial pattern” or an “interglacial pattern” in the western South Atlantic because each MIS exhibited very particular characteristics. However, some events were common between glacial and interglacial intervals.

Key-words: Planktonic foraminifera, Paleoceanography, South Atlantic, Paleotemperature, Paleoproductivity.

ABREVIações

- **AABW:** Água de Fundo Antártica (do inglês *Antarctic Bottom Water*).
- **AAIW:** Água Intermediária Antártica (do inglês *Antarctic Intermediate Water*).
- **ACN:** Água de componente norte
- **ACS:** Água de componente sul
- **AMOC:** *Atlantic Meridional Overturning Circulation*.
- **c.m.:** camada de mistura.
- **CB:** Corrente do Brasil.
- **CDW:** Água Profunda Circumpolar (do inglês *Circumpolar Deep Water*).
- **CLIMAP:** *Climate: Long-range Investigation, Mapping and Prediction*.
- **CNB:** Corrente Norte do Brasil.
- **CSE:** Corrente Sul Equatorial.
- **EIM:** Estágio Isotópico Marinho.
- **FST:** Frente Subtropical
- **Gb/Gr:** razão *G. bulloides* / *G. ruber*.
- **HN:** hemisfério norte.
- **HS:** hemisfério sul.
- **IF:** índice de fragmentação.
- **LCDW:** ramo inferior da Água Profunda Circumpolar.
- **MARGO:** *Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean surface*.
- **MAT:** Técnica do Análogo Moderno (do inglês *Modern Analog Technique*).
- **NADW:** Água Profunda do Atlântico Norte (do inglês *North Atlantic Deep Water*).
- **PB:** Razão entre foraminíferos planctônicos e bentônicos.
- **SACW:** Água Central do Atlântico Sul (do inglês *South Atlantic Central Water*).
- **TSM:** temperatura da superfície do mar.
- **TW:** Água Tropical (do inglês *Tropical Water*).
- **UCDW:** ramo superior da Água Profunda Circumpolar.
- **UMG:** Último Máximo Glacial.
- **ZCIT:** Zona de Convergência Inter Tropical.

ÍNDICE DE FIGURAS E TABELAS

Figuras

Figura 01. Oceano Atlântico Sul e os principais sistemas de correntes superficiais (modificado de Peterson & Stramma, 1991); em destaque, os testemunhos estudados.....	013
Figura 02. Modelo geral do transporte de calor nos oceanos. Enquanto nos oceanos Pacífico e Índico o transporte de calor ocorre do equador em direção aos pólos, no Oceano Atlântico o transporte de calor é através do equador.....	014
Figura 03. Representação da variação sazonal da Zona de Convergência Inter-Tropical (modificado de Ortiz-Royero et al., 2013).....	015
Figura 04. Modelo geral da circulação termohalina, proposta por Broecker (1995).....	016
Figura 05. Modos conceituais da AMOC de acordo com Böhm et al. (2015). (a) O modo quente, dominado pela convecção profunda da NADW e valores reduzidos de Pa/Th e Nd. (b) O modo frio, caracterizado por uma circulação norte ativa, porém reduzida (mais rasa), resultando em uma assinatura significativamente mais positiva para o Nd e Pa/Th. (c) O modo desligado, representa a quase oclusão da formação da NADW e o domínio das águas intermediárias e profundas provenientes de sul no Atlântico Norte. Neste modo, os valores de Nd não diferem tanto para o modo frio, no entanto o Pa/Th aumentou significativamente.....	019
Figura 06. Percentual de NADW durante o Holoceno (a) e UMG (b) , segundo Howe et al. (2016).....	020
Figura 07. Esquema da AMOC durante o interglacial (a) e no glacial (b) segundo Howe et al. (2016). As massas de água representadas são Água Interdiária Antártica (AAIW), NADW e AABW e suas equivalentes glaciais, assim como a GNAIW. As setas finas associadas com a GNADW e Água de Fundo Glacial Antártica (GAABW) no esquema glacial representa o menor fluxo destas massas de água durante os períodos glaciais em relação aos interglaciais. A linha pontilhada mostra a localização da <i>quimioclina</i> na interface entre as duas células de convecção.....	021
Figura 08. Distribuição global dos foraminíferos planctônicos modernos (modificado de Kucera, 2007).....	023
Figura 09. Área de estudo destacando a localização dos testemunhos estudados (B) e o esquema da circulação superficial do Atlântico Sul (modificado de Peterson & Stramma, 1991).....	028
Figura 10. Diagrama T-S das estações 56 e 57 do GEOSECS no Atlântico Sul e o posicionamento dos testemunhos KF-18 e KF-16.....	029
Figura 11. Distribuição da temperatura média superficial, em 75 m, 150 m e 200 m de profundidade no Atlântico Sul.	030
Figura 12. Distribuição da salinidade média superficial e em 200 m de profundidade no Atlântico Sul.....	031
Figura 13. Distribuição da concentração de fostato média superficial, em 75 m, 150 m e 200 m de profundidade no Atlântico Sul.....	033
Figura 14. Distribuição da concentração de nitrato média superficial, em 75 m, 150 m e 200 m de profundidade no Atlântico Sul.....	034
Figura 15. Dinâmica da ZCIT. As setas cinzas indicam as principais correntes superficiais: CSE (Corrente Sul Equatorial), CB (Corrente do Brasil) e CNB (Corrente Norte do Brasil). A seta azul mostra os ventos alísios de SE relativamente fortes; a seta vermelha representa os ventos alísios de NE relativamente fracos. (Modificado de Wang et al., 2004).	035
Figura 16. Posição dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul), em destaque, com relação ao perfil latitudinal da distribuição de massas de água no Atlântico Sul Ocidental em função de suas concentrações de oxigênio (Modificado de Gonzales et al., 2017).....	036
Figura 17. Posição dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul), em destaque, com relação ao perfil latitudinal da distribuição de massas de água profundas no Atlântico Sul Ocidental em função de suas salinidades.....	037

Figura 18. Posição dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul), em destaque, com relação ao perfil latitudinal da distribuição de massas de água profundas no Atlântico Sul Ocidental em função de suas concentrações de CO ₂ .	038
Figura 19. Área de estudo e localização dos testemunhos estudados.	040
Figura 20. Fotografia do testemunho KF-18 logo após sua abertura.	041
Figura 21. Fotografia do testemunho KF-16 logo após sua abertura (1 de 2).	042
Figura 22 Fotografia do testemunho KF-16 logo após sua abertura (2 de 2).	043
Figura 23. Estratigrafia isotópica do oxigênio (acima) e do carbono (abaixo) extraído da espécie bentônica <i>C. wuellerstorfi</i> para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).	044
Figura 24. Estratigrafia isotópica do oxigênio (acima) e do carbono (abaixo) a partir da espécie planctônica <i>G. ruber</i> (branca) s.s. para o testemunho KF-18.	045
Figura 25. Espécies utilizadas nas análises isotópicas do oxigênio e carbono: à esquerda, o foraminífero bentônico <i>Cibicidoides wuellerstorfi</i> e à direita o foraminífero planctônico <i>Globigerinoides ruber</i> ‘branca’ s.s.	046
Figura 26. Acima: curvas isotópicas do oxigênio em foraminíferos bentônicos (<i>C. wuellerstorfi</i>) dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul) e a curva de referência de Lisiecki & Raymo (2005) (preto). Abaixo: taxas de sedimentação dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).	047
Figura 27. Teor de CaCO ₃ dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).	048
Figura 28. Exemplares do foraminífero planctônico <i>Globigerinoides ruber</i> (rosa) em bom estado de preservação (esquerda) e em mau estado de preservação (direita). Aumento: 35X.	049
Figura 29. Esquema do funcionamento de uma rede neural artificial: <i>camada de entrada</i> : onde os padrões são apresentados à rede; <i>camada escondida (ou intermediária)</i> : onde é feita a maior parte do processamento, através das conexões ponderadas; <i>camada de saída</i> : onde o resultado final é concluído e apresentado.	051
Figura 30. Foraminíferos planctônicos <i>Globigerina bulloides</i> (esquerda) e <i>Globigerinoides ruber</i> ‘branca’ (direita).	052
Figura 31. Distribuição dos valores do índice de fragmentação (IF) estimados para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul) ao longo do período abordado neste estudo.	056
Figura 32. Distribuição das espécies principais ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: <i>G. ruber</i> ‘branca’, <i>G. glutinata</i> , <i>G. inflata</i> , <i>G. bulloides</i> e <i>N. incompta</i> .	060
Figura 33. Distribuição das outras espécies importantes ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul) (1 de 2); de cima para baixo: <i>T. sacculifer</i> , <i>G. ruber</i> ‘rosa’, <i>G. menardii</i> , <i>G. conglobatus</i> e <i>G. tumida</i> .	067
Figura 34. Distribuição das outras espécies importantes ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul) (2 de 2); de cima para baixo: <i>G. truncatulinoides</i> , <i>N. dutertrei</i> , <i>G. excelsa</i> e <i>G. crassaformis</i> .	068
Figura 35. Distribuição das demais espécies observadas (1 de 4) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: <i>G. calida</i> , <i>G. siphonifera</i> , <i>G. scitula</i> e <i>G. tenellus</i> .	073
Figura 36. Distribuição das demais espécies observadas (2 de 4) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: <i>P. obliquiloculata</i> , <i>G. rubescens</i> , <i>O. universa</i> e <i>G. hirsuta</i> .	075
Figura 37. Distribuição das demais espécies observadas (3 de 4) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: <i>G. bermudezi</i> , <i>G. hessi</i> , <i>P. primalis</i> e <i>P. finalis</i> .	077
Figura 38. Distribuição das demais espécies observadas (4 de 4) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: <i>G. pachythea</i> , <i>G. falconensis</i> , <i>C. nitida</i> e <i>S. dehiscens</i> .	079
Figura 39. Distribuição das espécies raras observadas (1 de 2) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: <i>G. flexuosa</i> , <i>B. digitata</i> , <i>T. quinqueloba</i> e <i>T. iota</i> .	081

Figura 40. Distribuição das espécies raras observadas (2 de 2) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: <i>G. crassaformis imbricata</i> , <i>T. humilis</i> , <i>H. pelagica</i> , <i>G. ronda</i> e <i>G. unguata</i>	082
Figura 41. Correlação entre as estimativas de paleotemperatura de verão e inverno para os testemunhos KF-18 e KF-16.....	083
Figura 42. Desvio padrão para as dez redes neurais para a estimativa de paleotemperatura superficial de inverno para os testemunhos KF-16 e KF-18, respectivamente.....	084
Figura 43. Estimativas de paleotemperatura superficial marinha anual (acima), de verão (centro) e de inverno (abaixo) para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul) a partir das redes neurais artificiais.....	085
Figura 44. Distribuição dos valores da razão <i>G. bulloides</i> / <i>G. ruber</i> (branca) estimados para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....	088
Figura 45. Distribuição dos valores da razão PB estimados para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul) ao longo do período de tempo abordado neste estudo.....	089
Figura 46. Riqueza de espécies (acima), índice de Margalef (centro) e índice de Shannon (abaixo) estimados para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....	091
Figura 47. Matriz de correlação linear de Pearson extraída para o testemunho KF-18.....	096
Figura 48. Matriz de correlação linear de Pearson extraída para o testemunho KF-16.....	097
Figura 49. Índice de Shannon (H) extraído para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....	098
Figura 50. Índice de Shannon (H) (acima) e abundância relativa de <i>G. bulloides</i> (abaixo) para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....	100
Figura 51. De cima para baixo: índice de Shannon (H), abundância relativa das espécies <i>G. truncatulinooides</i> , <i>G. excelsa</i> e <i>N. dutertrei</i> ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....	102
Figura 52. De cima para baixo: índice de Shannon (H), abundância relativa das espécies <i>G. inflata</i> , <i>N. incompta</i> , <i>G. ruber</i> ‘branca’ e <i>T. sacculifer</i> ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....	103
Figura 53. Os componentes principais que representam a variância no testemunho KF-18.....	105
Figura 54. Os componentes principais que representam a variância no testemunho KF-16.....	106
Figura 55. Distribuição dos valores dos componentes principais ao longo do período de estudo, para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); acima, o componente 1, interpretado como Temperatura Superficial Marinha e abaixo, o componente 2, interpretado como Espessura da Camada de Mistura.....	108
Figura 56. Curvas isotópicas do oxigênio (acima) e carbono (centro) da espécie bentônica <i>C. wuellerstorfi</i> e paleo-TSM (abaixo) referentes aos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....	111
Figura 57. Paleo-TSM anual (topo) e abundâncias relativas das espécies de águas mais quentes; de cima para baixo: <i>G. ruber</i> ‘branca’, <i>G. ruber</i> ‘rosa’, <i>T. sacculifer</i> e <i>O. universa</i> (KF-18, vermelho KF-16, azul).....	112
Figura 58. Valores elevados da abundância relativa da espécie <i>G. bulloides</i> junto com a queda da abundância de <i>G. ruber</i> ‘branca’, resultando em valores elevados da razão <i>Gb/Gr</i> e valores relativamente reduzidos de paleo-TSM anual é um indicativo do aumento da intensidade da ressurgência no Atlântico Sul Ocidental (KF-18, vermelho KF-16, azul).	114
Figura 59. Abundâncias relativas das espécies indicadoras do avanço da Frente Subtropical e da Zona Subantártica em direção ao equador, <i>G. inflata</i> (acima) e <i>N. incompta</i> (centro) e paleo-TSM anual (abaixo) (KF-18, vermelho; KF-16, azul).....	116
Figura 60. Abundância relativa de <i>G. menardii</i> e das espécies indicadoras do aumento da turbulência da camada de mistura <i>G. truncatulinooides</i> e <i>N. dutertrei</i> (KF-18, vermelho; KF-16, azul).....	117
Figura 61. Abundâncias relativas das espécies <i>N. dutertrei</i> (acima) e <i>G. bulloides</i> (abaixo), ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....	118

Figura 62. A variação da Razão PB é um indicativo da variação da disponibilidade de matéria orgânica para o fundo oceânico na área de estudo em razão do aumento da influência da pluma do Rio da Prata a partir da maior expansão para norte da Corrente das Malvinas, especialmente durante os glaciais, associado a um nível do mar mais baixo (KF-18, vermelho; KF-16, azul).....	120
Figura 63. De cima para baixo: abundâncias relativas das espécies indicadoras do avanço da Frente Subtropical e da Zona Subantártica, <i>G. inflata</i> e <i>N. incompta</i> , e das espécies indicadoras de turbulência da camada de mistura, <i>G. truncatulinoides</i> e <i>N. dutertrei</i> (KF-18, vermelho; KF-16, azul).....	123
Figura 64. Paleo-TSM (acima) e abundâncias relativas das espécies <i>P. obliquiloculata</i> (centro) e <i>S. dehiscentes</i> (abaixo), conhecidas por sua relação com temperaturas subsuperficiais elevadas, exibindo aumento abrupto no subestágio 8b (KF-18, vermelho; KF-16, azul).....	125
Figura 65. O aumento da abundância relativa da espécie <i>G. inflata</i> (acima) e da razão PB (abaixo) é um indicativo do avanço da Frente Subtropical em direção ao equador e do aumento da disponibilidade de matéria orgânica para o fundo oceânico em razão do aumento da influência da Pluma do Rio da Prata, na região de estudo. Esta combinação de fatores é mais frequente durante os EIM glaciais; no entanto os subestágios 9b, 7d, 5d e 5b indicaram que os intervalos interglaciais estão propensos à estas condições, com a mesma intensidade, porém de modo mais breve (KF-18, vermelho; KF-16, azul).....	129
Figura 66. O aumento da paleo-tsm anual (acima) simultaneamente à queda da razão <i>G. bulloides</i> / <i>G. ruber</i> 'branca' (centro) e dos valores isotópicos do $\delta^{13}C_{bent}$ (abaixo) sugerem o aumento da efetividade da Água Tropical, o estabelecimento de condições oligotróficas e o enfraquecimento da AMOC. Por outro lado, valores reduzidos de paleo-TSM anual junto com valores elevados da razão <i>Gb/Gr</i> e dos valores isotópicos do $\delta^{13}C_{bent}$ sugerem o aumento da produtividade superficial em razão da penetração da SACW na zona fótica (ressurgência) em períodos de AMOC mais intensa (KF-18, vermelho KF-16, azul).....	135
Figura 67. Abundâncias relativas das espécies <i>G. calida</i> (centro) e <i>G. siphonifera</i> (abaixo), conhecidas por exibirem forte relação com temperaturas subsuperficiais elevadas (KF-18, vermelho KF-16, azul).....	139
Figura 68. Acima, abundância relativa da espécie <i>G. crassaformis</i> , com destaque para a Ocorrência Comum de <i>G. crassaformis</i> durante o subestágio 5a. Abaixo: abundância relativa da subespécie <i>G. crassaformis imbricata</i> , que teve sua base registrada no subestágio 6a, no Atlântico Sul Ocidental.....	143
Figura 69. O aumento abrupto da abundância relativa das espécies de águas mais frias <i>T. iota</i> (centro) e <i>T. humilis</i> (abaixo) simultânea à queda considerável na paleo-TSM (acima) sugerem condições climáticas e oceanográficas mais rigorosas na passagem entre o subestágio 5a e o EIM 4, no Atlântico Sul Ocidental (KF-18, vermelho KF-16, azul).....	146
Figura 70. Distribuição da abundância relativa de <i>G. bulloides</i> (acima), sempre elevada onde os valores da razão PB são reduzidos (e <i>vice-versa</i>), resultando em uma correlação negativa entre elas (KF-18, vermelho KF-16, azul).....	150
Figura 71. Abundâncias relativas das espécies indicadoras da turbulência da camada de mistura, <i>G. truncatulinoides</i> (acima) e <i>N. dutertrei</i> (abaixo) (KF-18, vermelho KF-16, azul).....	153
Figura 72. Abundância relativa de <i>G. bulloides</i> (acima), teor de $CaCO_3$ (centro) e índice de fragmentação (abaixo) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....	156
Figura 73. De cima para baixo: teor de $CaCO_3$, índice de fragmentação, curva isotópica do carbono e curva isotópica do oxigênio (foraminíferos bentônicos) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....	158
Figura 74. Paleo-TSM anual (acima) e variação isotópica do carbono ao longo do testemunho KF-18 (vermelho) e KF-16.....	164
Figura 75. Teor de $CaCO_3$ (acima), índice de fragmentação (centro) e curva isotópica do carbono ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....	166
Figura 76. Razão PB (acima), teor de $CaCO_3$ (centro) e abundância relativa da espécie <i>G. bulloides</i> (abaixo) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....	167

Figura 77. De cima para baixo: Paleo-TSM anual, Razão PB e abundâncias relativas das espécies *G. inflata* e *G. bulloides* ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....168

Figura 78. De cima para baixo: abundâncias relativas das espécies *N. dutertrei*, *G. inflata*, razão PB e abundância relativa de *G. bulloides* ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).....171

Figura 79. Caracterização do Atlântico Sul Ocidental com base nos principais indicadores utilizados neste estudo; de baixo para cima: intensidade da AMOC (com base na curva isotópica do carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$)), paleo-TSM anual, produtividade superficial (com base na abundância relativa de *G. bulloides*), turbulência da camada de mistura (com base na abundância relativa de *N. dutertrei*), influência da pluma do Rio da Prata (com base na razão PB), variação na geometria de massas de água profunda (com base no teor de CaCO_3) e variação na profundidade da lisoclina (com base no índice de fragmentação).....182

Tabelas

Tabela 01. Dados referentes aos testemunhos e amostras utilizados neste estudo.....039

Tabela 02. Valores de abundância relativa mínimos, máximos e as médias das espécies observadas nos testemunhos KF-18 e KF-16; cinza escuro: espécies principais; cinza médio: outras espécies importantes; cinza claro: demais espécies observadas; branco: espécies raras.....058

Tabela 3. Componentes, autovalores e percentual de variância para o testemunho KF-18.....092

Tabela 4. Componentes, autovalores e percentual de variância para o testemunho KF-16.....093

Tabela 5. Contribuição das espécies para os componentes, testemunho KF-18.....093

Tabela 6. Contribuição das espécies para os componentes, testemunho KF-16.....093

INTRODUÇÃO

O Atlântico Sul Ocidental tem recebido grande atenção por grande parte da comunidade científica, especialmente daqueles que estudam a importância de suas características hidrográficas no balanço climático global e a dinâmica produtividade superficial marinha ao longo dos intervalos glaciais e interglaciais. O reconhecimento das principais características destes estágios climáticos tem levado ao estabelecimento de padrões que tem ajudado a formar, de maneira cada vez mais acurada, o cenário paleoceanográfico e paleoclimático do desta porção do Oceano Atlântico.

Estudos recentes têm proposto o estabelecimento de padrões de hidrografia (superficial e profunda) e de produtividade superficial entre os estágios glaciais e interglaciais, contribuindo, desta forma para a melhor compreensão dos mecanismos que governam esses fatores. Entre os principais, destacam-se: 1- o padrão hidrográfico superficial (influenciando o clima) e profundo (influenciando a preservação do CaCO_3 no fundo oceânico), marcado, respectivamente, pelo acúmulo de calor durante os glaciais, associado ao enfraquecimento da AMOC (Chiessi et al., 2015; Santos et al., 2017) e pela queda da preservação do CaCO_3 nos glaciais, associado à mudanças na geometria de massas d'água profundas (Gonzalez et al., 2017; Petró et al., 2018); e 2- o padrão de produtividade superficial, marcado pela expansão *offshore* dos eventos de ressurgência costeira durante os interglaciais, governado pela excentricidade elevada ($> 0,033$) (Lessa et al., 2017, 2019).

Contribuindo para este debate, o presente estudo se debruçou sobre as evidências paleoceanográficas dos últimos 320 mil anos, período de tempo que compreende três (03) ciclos glaciais, desde o EIM 9 até o EIM 1 (Holoceno). As principais questões que conduziram a elaboração desta tese foram:

1. Todos os EIM glaciais passaram por períodos de acúmulo de calor? Dentre estes, quais foram os intervalos de maior acúmulo de calor no Atlântico Sul?
2. Além disso, quais foram os intervalos de maior dissolução do CaCO_3 ? Os EIM interglaciais exibiram intervalos de dissolução do CaCO_3 ?
3. O aumento da intensidade da ressurgência, caracterizado por sua expansão *offshore*, é sempre registrado nos EIM interglaciais? Que outros fatores controlam o aumento da produtividade superficial marinha?

4. É possível observar um padrão entre os EIM glaciais e entre os EIM interglaciais?

Para responder essas questões, este estudo detalhou os últimos 320 mil anos no Atlântico Sul Ocidental utilizando o registro da fauna planctônica de foraminíferos e indicadores geoquímicos provenientes de dois testemunhos marinhos coletados no talude da Bacia de Santos. A partir da caracterização de cada um dos estágios isotópicos marinhos (EIM 9 ao EIM 1) foi possível identificar, de forma mais precisa:

1. os intervalos de acumulação de calor glaciais;
2. os intervalos de aumento e atenuação da dissolução glaciais e verificar a existência de eventos de dissolução durante os interglaciais;
3. se os interglaciais foram sempre caracterizados por eventos de expansão *offshore* da ressurgência costeira e se os EIM glaciais registraram a ocorrência de eventos de ressurgência;
4. se os glaciais (e interglaciais) exibiram um padrão ao longo dos últimos 320 mil anos no Atlântico Sul Ocidental.

A *Fundamentação Teórica* desta tese abordará, de forma concisa, os pontos mais importantes para contextualizar as questões envolvidas neste estudo. Na apresentação da *Área de Estudo*, foram destacadas as principais características que dizem respeito a circulação superficial e profunda e suas massas de água, assim como os fatores que influenciam a produtividade superficial na região atualmente. Os materiais e os métodos utilizados para realizar a caracterização do Atlântico Sul Ocidental desde o EIM 9 até o EIM 1 serão abordados no capítulo *Materiais e Métodos*. Os *Resultados* discorrerão sobre todos os produtos gerados neste estudo a partir da análise dos dois testemunhos marinhos estudados. A *Discussão* abordará as principais hipóteses que levaram aos resultados observados e suas implicações, destacando as principais evidências e relações observadas neste estudo relacionando-as com dados da literatura. Finalmente, as *Conclusões* encerram este estudo, exibindo suas principais contribuições e a sua importância para as pesquisas paleoceanográficas e paleoclimáticas nacionais.

OBJETIVOS

O objetivo geral deste estudo é:

- Realizar a caracterização do Atlântico Sul Ocidental desde o EIM 9 até o EIM 1 com base no estudo dos foraminíferos planctônicos de dois testemunhos marinhos, coletados no talude da Bacia de Santos.

A partir deste objetivo principal, os objetivos específicos são:

1. reportar os intervalos de acúmulo de calor durante os glaciais;
2. identificar quais foram os intervalos de maior dissolução do CaCO_3 durante os EIM glaciais e interglaciais;
3. avaliar se o aumento da intensidade da ressurgência está sempre relacionado aos intervalos interglaciais e determinar que outros fatores controlam o aumento da produtividade superficial marinha na área de estudo;
4. verificar a existência de um padrão comum entre os EIM glaciais e entre os EIM interglaciais.

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O Atlântico Sul e o Clima Global

A circulação superficial do Atlântico Sul parece, à primeira vista, similar aos padrões de circulação das outras bacias oceânicas. Dominado pelos Ventos Alísios e pelos Ventos de Oeste, os grandes sistemas de correntes fluem em sentido anti-horário em torno do centro do giro localizado aproximadamente 30° S (Peterson e Stramma, 1991). O oceano Atlântico Sul é limitado, ao sul, pelo fluxo no sentido leste da Corrente Circumpolar Antártica e a leste pela Corrente de Benguela que flui para norte e para oeste, onde se junta com a Corrente Sul Equatorial. Finalmente, a oeste o giro é limitado pela Corrente do Brasil, que flui para sul. Na região equatorial ocorre um fluxo no sentido leste, a Contra-Corrente Equatorial, entre o fluxo das Correntes Sul e Norte Equatorial (Peterson e Stramma, 1991; Colling, 2001) (Figura 01).

Figura 01. Oceano Atlântico Sul e os principais sistemas de correntes superficiais (modificado de Peterson & Stramma, 1991); em destaque, os testemunhos estudados.

No entanto, o padrão de transporte de calor de suas águas superficiais é incomum. A particularidade do Atlântico Sul é que ele transporta imensas quantidades de calor para o Atlântico Norte em um transporte de águas quentes *através* do equador (figura 02). Nos outros oceanos a rede de transporte de calor ocorre, comumente, do equador para os pólos (Peterson e Stramma, *op.cit.*). O Cinturão de calor do Atlântico transporta águas quentes através das camadas superficiais do Hemisfério Sul para o Hemisfério Norte, onde ela sofre resfriamento e afunda para formar as Águas Profundas do Atlântico Norte (NADW), que retorna para o hemisfério sul em direção ao Oceano Austral (Rahmstorf, 2006). Devido à configuração convexa da costa leste da América do Sul, na porção nordeste do Brasil, a Corrente Sul Equatorial se divide em dois segmentos: o fluxo noroeste da Corrente Norte do Brasil e o sudoeste da Corrente do Brasil. A Corrente Norte do Brasil flui através do equador acrescentando e empilhando águas quentes no Atlântico tropical oeste, incluindo o Caribe (o que ajudará na formação de furacões naquela região) (Peterson e Stramma, 1991; Silveira *et al*, 1994; Berger e Wefer, 1996).

Figura 02. Modelo geral do transporte de calor nos oceanos. Enquanto nos oceanos Pacífico e Índico o transporte de calor ocorre do equador em direção aos pólos, no Oceano Atlântico o transporte de calor é através do equador.

O transporte pelas correntes superficiais em direção aos pólos, resulta num fluxo de calor, que ocorre em estreitos e intensos 'jatos', tais como as correntes de Kuroshio e do Golfo. No Atlântico Sul este 'jato' é relativamente fraco e a topografia, assim como o deslocamento da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) para norte (Figura 3), desempenham um papel fundamental (Berger e Wefer, 1996). A posição mais ao norte da ZCIT, especialmente durante o inverno, acentua o transporte de ar carregado de umidade através do equador e tende a deslocar a Corrente Norte Equatorial para norte. Desta forma não há oposição ao movimento das águas mais quentes do sul. Além disso, uma parte do transporte ocorre através das águas subsuperficiais, ajudando a balancear o fluxo no sentido sul da Água Profunda do Atlântico Norte (Jennerjahn *et al*, 2004; Berger e Wefer, *op.cit.*).

Figura 03. Representação da variação sazonal da Zona de Convergência Inter-Tropical (modificado de Ortiz-Royero *et al.*, 2013).

Sob o ponto de vista físico, o oceano profundo é o mais propenso à conduzir e sustentar mudanças climáticas de longo período (*i.e.*, centenas à milhares de anos) devido ao seu volume, capacidade de calor e inércia (Seidov & Maslin, 2001). Mudanças climáticas de longos períodos são, no entanto, em grande parte governado pelos processos de transferência de calor oceânico. O clima oceânico atual é impulsionado pela produção da *NADW*, que estabelece o grande cinturão de circulação termohalina global (figura 04) (Broecker, 1991; Gordon *et al.*, 1992). O fluxo da *NADW* para sul no oceano profundo global deve ser compensado ao Oceano Atlântico

Norte nas camadas superficiais e intermediárias. O fluxo de retorno das camadas superficiais e subsuperficiais fornecem um transporte de calor positivo para o hemisfério norte através do equador. Essa *pirataria de calor* do Atlântico Norte gera calor suficiente para manter o nível atual de formação da *NADW* e manter o oceano atual em “equilíbrio” de calor inter-hemisférico (Seidov & Maslin, 2001).

Figura 04. Modelo geral da circulação termohalina, proposta por Broecker (1995).

Um elemento fundamental da circulação termohalina é conhecido pelo termo em inglês *Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)*, que envolve o fluxo de águas superficiais quentes e salinas do hemisfério sul para as altas latitudes do hemisfério norte, onde sofrem resfriamento e aumentam a sua densidade, afundando para o oceano profundo e fluindo para o hemisfério sul em grandes profundidades. Este processo envolve correntes termohalinas induzidas por aumentos sazonais na densidade das águas superficiais. Nos mares da Groenlândia e do Labrador, a *NADW* é formada por resfriamento evaporativo e liberação de salmoura associada à formação de gelo marinho (Stramma & England, 1999).

No Mar Mediterrâneo, apenas a evaporação é responsável por elevar a densidade o suficiente para criar a Água Intermediária do Mediterrâneo. Devido à sua alta temperatura, essa água não é tão densa como a *NADW*. A água mais densa, a *AABW*, se forma no mar de Weddell como resultado do resfriamento evaporativo. Outra massa de água importante é a *AAIW*, que é formada entre 50 – 60° S e, apesar de exibir salinidade relativamente baixa, sua baixa temperatura é suficiente para provocar o seu afundamento a profundidades entre 500 – 1000 m. Enquanto águas intermediárias são formadas nos oceanos Pacífico e Índico, o único oceano em que as águas profundas e de fundo se formam é o Atlântico (com uma pequena quantidade de *AABW* formada no Oceano Pacífico). A convecção termohalina sazonal também é responsável para a formação de massas de águas rasas, chamadas *águas de modo*. Estas se formam em latitudes de 40° e compõem a parte superior da termoclina permanente; o restante da termoclina é composta pelas várias águas intermediárias (Stramma & England, 1999).

A *NADW* flui para sul, desde o local de sua formação até atingir o Oceano Austral, onde se encontra com a *AABW* (Curry & Oppo, 2005). Essas massas de água fluem para leste sob a influência dos Ventos de Oeste. Parte flui para o Oceano Índico enquanto o restante continua o seu fluxo em direção ao Pacífico. Ao longo desse caminho, advecções ascendentes e a mistura turbulenta retornam lentamente a água para a superfície, onde as correntes geostróficas a transportam de volta para o Oceano Atlântico (figura 04). A formação da *NADW* desempenha um papel importante no clima global, pois controla o transporte de grande quantidade de calor para o hemisfério norte em todas as latitudes do Oceano Atlântico (Mix et al., 1986). Este calor é conduzido pelos fluxos de água que alimentam a formação da *NADW*. Por outro lado, o transporte de calor nos outros oceanos é sempre em direção aos pólos. Isso sugere que uma interrupção na formação da *NADW* poderia afetar o clima global (Crowley, 1992).

A *AMOC* é responsável pela maior parte do transporte de calor oceânico e mostrou-se notavelmente diferente durante o UMG (Seidov et al., 1996; Curry & Oppo, 2005; Chiessi et al., 2015; Howe et al., 2016; Santos et al., 2017). Também foi demonstrado que a *AMOC* é sensível a entradas relativamente pequenas de água doce, que podem limitar a convecção em locais importantes no norte do Atlântico Norte, por exemplo, durante eventos Heinrich e os ciclos de Dansgaard-Oeschger (Seidov & Maslin, 1999; Chiessi et al., 2015; Howe et al., 2016; Howe et al., 2018).

Paleoceanografia do Atlântico Sul

A circulação oceânica glacial foi significativamente diferente da atual. O termo *bipolar seesaw* descreve a ocorrência do aquecimento do Hemisfério Sul causado pela diminuição do transporte de calor em direção ao norte no Oceano Atlântico, quando a *AMOC* está enfraquecida (Mix et al., 1986). Durante a Terminação 1, eventos em escala milenar de enfraquecimento da *AMOC* teria provocado grandes alterações tanto na TSM do Atlântico Sul Ocidental quanto na temperatura atmosférica sobre o sudeste da América do Sul (Chiessi et al., 2015). Segundo esses autores, a Corrente do Brasil (CB) teria se fortalecido e a Corrente Norte do Brasil (CNB) enfraquecido, durante os eventos de enfraquecimento da *AMOC*.

Sob condições de *AMOC* enfraquecida, a camada superficial da CB teria atuado como um importante condutor e armazenador de parte do calor que não foi transportado para o Atlântico Norte. Desta forma, a CB foi de suma importância na propagação do calor para o Atlântico Sul (Chiessi et al., 2015). Esses autores também reportaram que mudanças similares na TSM não são características apenas do Atlântico Sul Ocidental, mas também do extremo sul do Atlântico Sul Oriental, sugerindo um padrão para todo o Atlântico Sul na evolução da TSM durante a maior parte da Terminação 1.

Reconstruções passadas da composição isotópica do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) para o Último Máximo Glacial (UMG) mostrou um aumento do gradiente do $\delta^{13}\text{C}$ das águas intermediárias-profundas (Curry & Crowley, 1987; Duplessy et al., 1988). A bem ventilada Água Profunda do Atlântico Norte (*NADW*) afundaria à profundidades mais rasas durante o glacial, dando origem a denominada Água Intermediária Glacial do Atlântico Norte (*GNAIW*) (Duplessy et al., 1988), enquanto que a pobremente ventilada Água de Fundo Antártica preencheria o Atlântico glacial profundo abaixo da *GNAIW* (Govin et al., 2009). A redução da *AMOC* pode ter sido compensada pelo aumento da produção de águas profundas no Oceano Austral, para que a taxa geral de circulação possa ser tão forte quanto, ou talvez mais forte que atualmente (Wunsch, 2003).

Um padrão similar é observado no Atlântico Sul durante os glaciais, com águas intermediárias bem ventiladas (alto $\delta^{13}\text{C}$) sobrejacente às águas profundas pobremente ventiladas (baixo $\delta^{13}\text{C}$) (Hodell et al., 2003; Mackensen et al., 2001). De acordo com Curry & Oppo (2005), a distribuição glacial do $\delta^{13}\text{C}$ a partir de foraminíferos bentônicos do Atlântico Sul Ocidental

determina a presença de três massas de água sob o giro subtropical. Por volta de 1000 m, a presença de águas intermediárias proveniente de sul. Sob esta, uma massa de água centrada em, aproximadamente, 1500 m representando a penetração, no sentido sul, da massa de água proveniente do Atlântico Norte, a Água Profunda Intermediária do Atlântico Norte (*GNAIW*). Abaixo de 2000 m, é registrado um forte gradiente batimétrico no $\delta^{13}\text{C}$ que marca a presença da mistura entre a *GNAIW* e a água profunda proveniente de sul.

Para definir as diferentes condições da *AMOC* através do último ciclo glacial, Böhm et al. (2015) apresentou sua classificação para representar os seus diferentes modos de intensidade, baseado em medições radiogênicas de neodímio e Pa/Th particulado (figura 05). De acordo com esses autores, o “modo quente” da *AMOC* refere-se a atividade plena da convecção das águas profundas nas altas latitudes do Atlântico Norte, quando a *NADW* afunda até o oceano profundo e recircula próximo de 3000 m em direção à Antártica. O “modo frio” refere-se ao estado quando o gelo marinho é suficientemente extenso para afetar a convecção das águas profundas, fazendo com que a *NADW* recircule nos primeiros 2000 de profundidade. Finalmente, o “modo desligado” refere-se a quase oclusão da convecção da *NADW*, restrito a alguns eventos *stadial* extremos.

Figura 05. Modos conceituais da *AMOC* de acordo com Böhm et al. (2015). **(a)** O modo quente, dominado pela convecção profunda da *NADW* e valores reduzidos de Pa/Th e Nd. **(b)** O modo frio, caracterizado por uma circulação norte ativa, porém reduzida (mais rasa), resultando em uma assinatura significativamente mais positiva para o Nd e Pa/Th. **(c)** O modo desligado, representa a quase oclusão da formação da *NADW* e o domínio das águas intermediárias e profundas provenientes de sul no Atlântico Norte. Neste modo, os valores de Nd não diferem tanto para o modo frio, no entanto o Pa/Th aumentou significativamente.

Posteriormente, Howe et al. (2016) calcularam o percentual de *NADW* no Holoceno e no UMG para o Oceano Atlântico de 50°S à 53°N a partir da utilização de Nd autigênico (figura 06). O resultado mostrou que durante o Holoceno o Atlântico ao norte de 20°N e abaixo de 1500 m de profundidade é predominantemente (> 90%) *NADW*. Este percentual diminui em todas as profundidades para o sul, com a linha de mistura de 50% ocorrendo próximo de 10°S a 5000 m de profundidade, porém em 30°S de 2000 à 4000 m. Os contornos percentuais de *NADW* durante o UMG, incluindo o contorno de 50%, são similares aos do Holoceno acima de 2500 m. A maior diferença entre essas duas plotagens ocorre abaixo de 2500 m de profundidade no Atlântico Norte, que possui significativamente menos *NADW* no perfil do UMG (55 – 80%) do que no perfil do Holoceno (> 90%). A partir desta observação está claro que houve uma maior proporção de águas provenientes de sul no Atlântico profundo durante o UMG do que no Holoceno; entretanto também está claro que o Atlântico profundo não foi ocupado exclusivamente por águas de componente sul durante o UMG (Howe et al., 2016).

Figura 06. Percentual de *NADW* durante o Holoceno **(a)** e UMG **(b)**, segundo Howe et al. (2016).

O modelo circulação profunda do Atlântico proposta por Howe et al. (2016) está representado na figura 07. Durante o glacial existem duas massas de água separadas por diferenças de densidade. Segundo esses autores, a massa de água glacial intermediária proveniente de norte foi provavelmente formada por convecção, rapidamente, ao sul da Islândia. Supõem-se que a convecção da célula Atlântica profunda tenha ocorrido mais lentamente e pode ter sido abastecida pela *NADW* formada nos mares nórdicos durante os períodos sazonais sem gelo sobre a Cordilheira Groenlândia-Escócia (Howe et al., 2016). A formação da salmoura a partir da formação do gelo marinho pode ter contribuído para este processo.

Figura 07. Esquema da AMOC durante o interglacial (a) e no glacial (b) segundo Howe et al. (2016). As massas de água representadas são Água Interdiária Antártica (*AAIW*), *NADW* e *AABW* e suas equivalentes glaciais, assim como a *GNAIW*. As setas finas associadas com a *GNADW* e Água de Fundo Glacial Antártica (*GAABW*) no esquema glacial representa o menor fluxo destas massas de água durante os períodos glaciais em relação aos interglaciais. A linha pontilhada mostra a localização da *quimioclina* na interface entre as duas células de convecção.

Um fluxo mais reduzido da Água Profunda Glacial do Atlântico Norte (*GNADW*) durante o UMG em relação ao Holoceno explicaria, então, como a *AABW* conseguiu penetrar muito mais ao norte durante o UMG do que no Oceano Atlântico atual, onde há pouca influência ao norte do equador. Por outro lado, o Atlântico Sul profundo evidenciou menos mudanças nas proporções de misturas de massas de água entre o UMG e o Holoceno, porque é dominado por águas de componente sul em ambos estados climáticos (Howe et al., 2016).

A interface entre a *NADW* e a *AABW* define a lisoclina, que é a profundidade onde ocorre um aumento abrupto na dissolução do CaCO_3 (Berger, 1968), ainda acima da Profundidade de Compensação do Carbonato, onde a dissolução é completa. De acordo com Frenz et al. (2003), a lisoclina atualmente está abaixo de 4200 m de profundidade ao sul da Bacia do Brasil e abaixo de 4000 m de profundidade na Bacia Argentina. Stramma & England (1999), por outro lado, reportaram que a profundidade atual da lisoclina nos trópicos e subtropicais está por volta de 3500 m de profundidade.

As alterações na intensidade da *AMOC* e, conseqüentemente, na geometria das massas de água profunda provocam oscilações na profundidade da lisoclina no Atlântico Sul Ocidental (Frenz et al., 2003). Além disso, o processo de oscilação na profundidade da lisoclina altera o grau de preservação do material tanto no sedimento quanto na coluna d'água (Petró et al., 2015), pois abaixo deste horizonte a dissolução é mais intensa. Desta forma, as condições de fundo no Atlântico Sul Ocidental podem estar relacionadas às mudanças de massas d'água profundas, que podem estar relacionadas à preservação ou à dissolução das carapaças dos foraminíferos planctônicos (Petró et al., 2018). Portanto, as oscilações na geometria das massas d'água modificaram a posição da lisoclina durante o Quaternário, modificando significativamente o grau de preservação do material pelágico no Atlântico Sul Ocidental (Gonzalez et al., 2017; Petró et al., 2018).

O uso dos foraminíferos planctônicos em estudos paleoceanográficos

Os foraminíferos planctônicos são organismos cromistas e seus fósseis estão entre os mais importantes instrumentos para a extração de informações de caráter paleoceanográfico. Estes organismos distribuem-se nos diversos regimes oceânicos, desde a região equatorial até as regiões polares (figura 08). As propriedades físicas e químicas de suas carapaças fornecem diversos *paleoproxies* incluindo o registro de sinais isotópicos e aspectos da abundância taxonômica e morfologia da carapaça que são controlados ecologicamente (Hilbrecht, 1996; Kucera et al., 2005).

Figura 08. Distribuição global dos foraminíferos planctônicos modernos (modificado de Kucera, 2007).

A excelente preservação, a ocorrência global, a alta sensibilidade às condições ambientais, particularmente temperatura (Hale & Pflaumann, 1999) e a alta abundância dos foraminíferos planctônicos nos registros de mar profundo durante o Cenozóico são as principais razões de sua extensiva aplicação em estudos paleoclimáticos e paleoceanográficos (Schmidt et al., 2003). Estas particularidades envolvendo os foraminíferos planctônicos, combinadas com o fato de que a maioria das espécies modernas passa parte de seu ciclo de vida nas camadas mais superficiais dentro da zona fótica, fazem deste grupo de organismos um excelente instrumento no estudo das condições superficiais do passado. (Oberhänsli et al., 1992; Kemle-von Mücke & Oberhänsli, 1999; Lessa et al., 2017; Santos et al., 2017; Petró et al., 2018; Lessa et al., 2019).

O conhecimento a respeito das características biológicas (*i.e.*, estruturação celular, relação com simbiontes, atividade trófica e nutrição, reprodução e ontogenia e arquitetura das carapaças) e ecológicas (*e.g.*, distribuição vertical e horizontal, distribuição sazonal e migrações na coluna d'água) das espécies dos foraminíferos planctônicos, bem como o processo de sedimentação de suas carapaças no fundo oceânico é imprescindível na estruturação, execução e interpretação de estudos paleoceanográficos. Como a distribuição da abundância de uma espécie individual de foraminífero planctônico varia de acordo com a sua variação absoluta de TSM (Mix, 1987; Hilbrecht, 1996), a contagem acurada da abundância relativa em uma associação nos permite inferir sobre as condições climáticas do passado geológico.

As espécies de foraminíferos planctônicos reagem sensivelmente a diversos fatores hidrográficos como oxigenação, níveis de nutrientes, condições de ressurgência, turbulência da camada de mistura e variações na profundidade da termoclina (Hemleben et al., 1989; Ravelo et al., 1992; Hilbrecht, 1996; Sousa et al., 2014; Lessa et al., 2017; Venancio et al., 2017). Além disso, as condições de preservação de suas carapaças fósseis podem fornecer informações importantes sobre alterações na profundidade da lisoclina ao longo do tempo geológico (Petró et al., 2018). Diante desta complexidade assume-se que todas as espécies de foraminíferos planctônicos contribuem, de certa forma, com algum grau de informação (Hilbrecht, 1996; Sousa et al., 2014; Venancio et al., 2017) relacionado, principalmente, à temperatura a qual essas espécies viveram, mas, também, às diversas alterações ambientais sofridas ao longo do tempo.

A Intensidade dos Estágios Isotópicos Marinhos Durante o Período Quaternário

Os termos “glacial” e “interglacial” referem-se às mudanças no volume de gelo e do nível do mar associado com o aumento e a diminuição das grandes coberturas de gelo dos hemisférios norte e sul, embora o padrão geralmente observado em diversos indicadores relacionam temperatura e ciclos hidrológicos, condições oceanográficas e padrão de vegetação. O padrão climático do período Quaternário é caracterizado por alterações entre estágios glaciais frios e interglaciais quentes, com o período de 100 mil anos dominante nesses ciclos, especialmente após o *Mid-Pleistocene Transition (MPT)* (Imbrie et al., 1993; Muldesse & Shulz, 1997). O sinal climático é registrado em sedimentos marinhos (Lisiecki & Raymo, 2005), terrestres (Tzedakis et al., 2006) e de gelo (Jouzel et al., 2007).

A compreensão dos mecanismos envolvidos nos ciclos glaciais-interglaciais requer não apenas a replicação de padrões típicos de um ciclo glacial, mas um entendimento do quão ligeiramente diferentes as forçantes externas e os mecanismos de resposta do ambiente podem resultar em uma grande variedade de respostas. Atualmente, tem crescido a atenção às variações do comportamento ao longo dos interglaciais (Tzedakis et al., 2009). O surgimento de registros mais longos de testemunhos de gelo levou a uma reavaliação de que cada ciclo glacial-interglacial tem um padrão individual e que nos testemunhos de gelo antártico é mais claramente observado nas variabilidades interglaciais (Jouzel et al., 2007).

No estudo sobre a variabilidade interglacial-glacial nos últimos 800 mil anos envolvendo registros terrestres e marinhos ao redor do globo, confirmou-se que há uma predominância de interglaciais fortes desde o *Mid-Brunhes Event (MBE)*, i.e. desde o EIM 11 até o EIM 1 em quase todos os registros de $\delta^{18}\text{O}$ e de temperatura da superficial marinha (TSM) (Lang & Wolff, 2011). De acordo com estes autores, se o interglacial é caracterizado por um valor alto (ou baixo) de um parâmetro específico comparado ao glacial, então o interglacial com o valor mais alto (ou mais baixo) desse parâmetro é caracterizado como o mais forte, sem fazer julgamentos sobre que aspecto do clima é representado. Da mesma forma, glaciais fortes (frios) também estão concentrados nesta porção mais recente dos registros, embora o EIM 16 seja o mais forte em diversos registros de $\delta^{18}\text{O}$. No entanto, isso não é uniformemente verdadeiro; o EIM 7, especificamente o subestágio 7e, normalmente não é mais forte que o EIM 15 ou o EIM 19 em

quase todos os registros, enquanto o Holoceno é bastante moderado nos registros de TSM (Lang & Wolff, 2011).

De acordo com Lang & Wolff (2011), o EIM 7 representa um interessante interglacial onde há três picos, dos quais o primeiro (7e), geralmente considerado como um interglacial pleno, é relativamente fraco em diversos registros, mas os dois subestágios subsequentes (7c e 7a) também exibem características interglaciais plenas em alguns registros. Isto significa que: 1) enquanto condições glaciais podem ter ocorrido durante o subestágio 7b em alguns locais, o intervalo 7c – 7a registrou, em diversas localidades, um período quase contínuo de condições interglaciais plenas e 2) por outro lado os subestágios 7e e 7c são separados por um período de condições que são próximas de um glacial pleno, tão forte quanto o EIM 14; 3) o 7c exibe características interglaciais como o EIM 13 e 15. De fato, parece não haver uma razão clara para não definir o subestágio 7c (ou o intervalo 7c – 7a) como um interglacial separado do 7e.

Embora isso questione a ideia de que houve uma mudança gradual de interglaciais fortes para fracos no MBE (EPICA, 2004), é verdade que em todo o mundo, na maioria dos registros, quatro dos últimos cinco interglaciais foram os mais fortes dos últimos nove (Lang & Wolff, 2011). Segundo estes autores, uma razão para os interglaciais mais frios do período anterior é, obviamente, a menor força devido às menores concentrações interglaciais de CO₂ observadas. Esta observação impulsiona um mecanismo que explicaria um padrão comum de calor interglacial relativo globalmente, em contraste com o que poderíamos esperar sob condições de controle astronômicas. No entanto, é importante destacar o fato de que ainda não é possível diagnosticar uma causa para o menor CO₂ nesses interglaciais.

O interglacial mais forte nos registros marinhos é tipicamente MIS 5, observados nos registros isotópicos em foraminíferos bentônicos, planctônicos, TSM e bem como no *stack* LR04 (Lang & Wolff, 2011). Ainda, este EIM mostrou-se mais forte nos registros de TSM do Atlântico Norte, da região equatorial, do Atlântico Sul e da região Antártica, confirmando que alguns interglaciais individuais são globalmente mais fortes que outros. Finalmente, Lang & Wolff (2011) notaram que não existe uma relação clara entre os parâmetros astronômicos e a força relativa de cada interglacial. Segundo esses autores, a obliquidade é maior na segunda metade dos últimos 800 mil anos, porém interglaciais fortes estão associados com, ambos, elevada força precessional (EIM 5) e muito reduzida força precessional (EIM 11).

Durante os últimos 800 mil anos, os estágios glaciais mais fortes têm ocorrido desde o EIM 12, com o EIM 8 sendo o glacial mais fraco em diversos registros de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$, antecipando o fraco interglacial EIM 7 (Lang & Wolff, 2011). Os EIM 12 e 16 parecem ser os estágios glaciais mais fortes na maioria dos registros isotópicos em planctônicos e bentônicos. No entanto, não há um estágio glacial que se destaque como a mais fria TSM; o EIM 2 é, em média, o mais frio, mas não de forma tão significativa. De maneira análoga, Lang & Wolff (2011) também notaram que a amplitude das Terminações é tipicamente maior nas cinco últimas (TV – TI) do que nas anteriores (TX – TVI), estimada em, aproximadamente, 40 – 45% maior nas estimativas de $\delta^{18}\text{O}$ a partir de foraminíferos bentônicos e planctônicos, CO_2 e CH_4 . Apesar disso, a TVII foge à regra, exibindo alta amplitude em diversos registros, devido a excepcional força do glacial EIM 16, enquanto que TIII exibe uma amplitude menor que as de seu entorno. Esses autores sugerem que a força de um glacial pode influenciar a força do interglacial seguinte, com interessantes implicações para a memória e previsibilidade do sistema, bem como pelo papel das forças astronômicas na determinação da força (em oposição ao tempo) de um interglacial.

ÁREA DE ESTUDO

Para a caracterização do Atlântico Sul Ocidental desde o EIM 9 até o EIM 1 com base no estudo de foraminíferos planctônicos, este estudo utilizou dois testemunhos coletados no talude da Bacia de Santos, localizados no Embaiamento de São Paulo (figura 09). A Bacia de Santos está localizada na margem sudeste do Brasil. Limita-se ao norte com a Bacia de Campos, pelo Alto de Cabo Frio e ao sul com a Bacia de Pelotas, pelo Alto de Florianópolis, a oeste com a Serra do Mar e a leste com o limite oriental do Platô de São Paulo (Macedo, 1989; Moreira et al., 2007)

Figura 09. Área de estudo destacando a localização dos testemunhos estudados (B) e o esquema da circulação superficial do Atlântico Sul (modificado de Peterson & Stramma, 1991).

Circulação superficial e massas d'água

A circulação superficial do Atlântico Sul Ocidental é dominado pelo fluxo no sentido sul da Corrente do Brasil (CB), que se forma entre 10° e 15° S na região onde o ramo mais ao sul da

Corrente Sul Equatorial se bifurca, formando também a Corrente Norte do Brasil (Peterson & Stramma, 1991; Stramma & England, 1999; Silveira et al., 2000). A CB flui para sul, contornando a América do Sul até a Convergência Subtropical (33 – 38° S) onde converge com a Corrente das Malvinas e se separa da costa (Silveira et al., 2000). A posição da confluência Brasil – Malvinas varia sazonalmente entre 34° e 40° S, com a penetração mais ao norte da Corrente das Malvinas durante o inverno e início da primavera austral um avanço mais ao sul da CB durante o verão e início do outono (Olson et al., 1988).

A região da Corrente do Brasil é formada pelo empilhamento de massas de água características do Atlântico Sul (figura 10). Esta seção, no entanto, abordará somente aquelas dispostas acima de 800 metros de profundidade: a Água Tropical e a Água Central do Atlântico Sul. A CB transporta a Água Tropical (TW) nos primeiros 200 m na camada de mistura, uma massa d'água quente (> 20°C) e altamente salina (> 36) formada a partir da intensa radiação e excesso de evaporação, em relação a precipitação (Silveira et al., 2000) (figuras 11 e 12). Entre 200 e 800 m de profundidade, a CB transporta a Água Central do Atlântico Sul (SACW) na termoclina permanente; atualmente o limite entre a TW e a SACW é marcado pela isoterma de 18°C (Belem et al., 2003).

Figura 10. Diagrama T-S das estações 56 e 57 do GEOSECS no Atlântico Sul e o posicionamento dos testemunhos KF-18 e KF-16.

A SACW é formada a partir do afundamento das águas da Convergência Subtropical e subsequente espalhamento ao longo da superfície de densidade ao seu ajustamento hidrostático (Silveira et al., 2000). Esta massa d'água entra como parte do Giro Subtropical, circula com as correntes do Atlântico Sul e Benguela e atinge o continente sul-americano, transportado pela Corrente Sul Equatorial, onde se bifurcam; parte da SACW flui no sentido do equador enquanto que a outra porção flui no sentido sul (Silveira et al., 2000).

Figura 11. Distribuição da temperatura média superficial, em 75 m, 150 m e 200 m de profundidade no Atlântico Sul.

A margem continental brasileira é uma região tipicamente oligotrófica (Gaeta & Brandini, 2006) (figuras 13 e 14) porém alguns mecanismos relacionados a circulação superficial são responsáveis pelo aumento da produtividade superficial e do fluxo de matéria orgânica para o fundo marinho no Atlântico Sul Ocidental. Os principais seriam o aumento da produtividade superficial causado pela penetração da SACW na zona fótica (ressurgência) e o aumento da quantidade de matéria orgânica fornecido pela extensão mais ao norte da pluma do Rio da Prata.

Figura 12. Distribuição da salinidade média superficial e em 200 m de profundidade no Atlântico Sul.

Ressurgência

A intrusão da SACW na zona fótica pode ocorrer a partir da instabilidade do fluxo da CB e pode tanto ser governado pela corrente ou pelo vento. O primeiro caso ocorre comumente na quebra da plataforma e sobre o talude superior, onde a baixa pressão que se forma da instabilidade da CB impulsiona a SACW para a zona fótica (Campos et al., 2000). No segundo caso, onde a ressurgência é dominada pelo vento, a ressurgência é causada pelos ventos de nordeste que sopram sobre a plataforma interna e média, dado que o transporte de Ekman em direção *offshore* mais significativo ocorre na costa enquanto que o bombeamento de Ekman ocorre na plataforma média (Campos et al., 2000). Ao longo da plataforma continental sul do Brasil, a incidência de ventos sobre a superfície do mar é o principal agente que promove a ressurgência da

SACW que é distribuída pela plataforma continental média (Aguilar et al., 2014; Castelao & Barth, 2006; Cerda & Castro, 2014).

A SACW é levada até a zona fótica especialmente devido a mudanças drásticas na orientação da linha de costa, profundidades superiores a 100 m próximos a linha de costa, variação na intensidade da CB e os frequentes episódios de ventos de nordeste (Campos et al., 2000; Belem et al., 2013). Os eventos de ressurgência costeira na plataforma interna são mais comuns durante o verão austral, quando os ventos de nordeste são mais intensos e a passagem de frentes frias é menos frequente. A combinação entre a ação de ventos de NE e a mudança na orientação da linha de costa favorece a formação do espiral de Ekman, elevando a SACW para em direção à costa (Silveira et al., 2000).

Durante o inverno austral, a passagem mais frequente de frentes frias causa o empilhamento da Água Tropical sobre a plataforma interna, inibindo a ressurgência costeira (Cerda & Castro, 2014). A ressurgência também pode ocorrer na plataforma média e externa, porém é independente da linha de costa e limitado à camada inferior da zona fótica (Albuquerque et al., 2014). No entanto, a incidência prolongada de ventos de nordeste sobre a superfície do mar e a instabilidade do fluxo da CB são os principais mecanismos que promovem a intrusão da SACW na zona fótica (Belem et al., 2013; Albuquerque et al., 2014).

Pluma do Rio da Prata

A margem continental do sul do Brasil é caracterizada pela confluência de dois grandes sistemas de correntes superficiais. A plataforma externa e o talude superior são dominadas pelo fluxo para o sul da Corrente do Brasil (BC) (de Mahiques et al., 2004). A plataforma interna, por outro lado, é controlada pela Corrente Costeira Brasileira (de Souza e Robinson, 2004). A CCB transporta em parte sedimentos da pluma do Rio da Prata no sentido norte ao longo da margem continental brasileira (de Mahiques et al., 2008; Möller et al., 2008).

O Rio da Prata é o segundo maior rio da América do Sul, estendendo-se na costa ao longo de uma faixa de 1300 km; a variabilidade sazonal da pluma deste rio ao longo da costa é controlado pelos ventos (Piola et al., 2005). De acordo com de Mahiques (2004, 2008, 2011) a sedimentação ao longo da margem continental sudeste brasileira recebe grande contribuição da Pluma do Rio da Prata sobre a plataforma interna e média. No entanto, na porção externa da

plataforma continental, a sedimentação é controlada pela ressurgência, a partir do meandramento da CB e das condições de vento regionais.

Figura 13. Distribuição da concentração de fostato média superficial, em 75 m, 150 m e 200 m de profundidade no Atlântico Sul.

Esse deslocamento sazonal para o norte de águas mais frias e menos salinas também controla a variabilidade da produtividade primária regional da área (Ciotti et al., 1995). Sob condições favoráveis, a pluma do Rio da Prata se estende para o norte até as latitudes mais baixas, penetrando a plataforma interna até, aproximadamente, 23°S (Campos et al, 1999; Pimenta et al.,

2005). No entanto, de Mahiques et al. (2008), com base em análises de Nd e Pb, reportaram que a influência da pluma do Rio da Prata é fortemente limitada até ao sul de 28°S.

Figura 14. Distribuição da concentração de nitrato média superficial, em 75 m, 150 m e 200 m de profundidade no Atlântico Sul.

Influência da circulação atmosférica

As alterações sazonais no regime de ventos e, consequentemente, as variações sazonais da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) influenciam fortemente a configuração das correntes superficiais no Atlântico Sul, especialmente a CB e a CNB (Stramma & Schott, 1999) (figura 15). A

intensidade máxima da CB ocorre durante o verão austral, quando a bifurcação da Corrente Sul Equatorial ocorre mais próximo do equador (Rodrigues *et al.*, 2006) devido à posição mais ao sul da ZCIT e aos Ventos Alísios de NE mais intensos. Sob esta situação, a CNB é enfraquecida e, consequentemente, a CB é fortalecida (Johns *et al.*, 1998; Kim e Schneider, 2003).

O fortalecimento da CB resulta em um deslocamento para o sul da Confluência Brasil-Malvinas (Matano *et al.*, 1993; Goñi e Wainer, 2001). No entanto, durante o inverno ocorre o oposto; a bifurcação da Corrente Sul Equatorial ocorre mais ao sul e sob esta situação a ZCIT encontra-se deslocada mais ao norte. Portanto, os ventos alísios de SE penetram mais facilmente no Hemisfério Norte fortalecendo, desta forma, a CNB, simultaneamente ao enfraquecimento da CB.

Figura 15. Dinâmica da ZCIT. As setas cinzas indicam as principais correntes superficiais: CSE (Corrente Sul Equatorial), CB (Corrente do Brasil) e CNB (Corrente Norte do Brasil). A seta azul mostra os ventos alísios de SE relativamente fortes; a seta vermelha representa os ventos alísios de NE relativamente fracos. (Modificado de Wang *et al.*, 2004).

Circulação profunda e massas d'água

A circulação profunda na área de estudo é caracterizada pelo empilhamento de várias massas de água (figura 16). As águas superficiais e centrais (descrita na seção anterior) são compostas por Água Tropical (TW) e Água Central do Atlântico Sul (SACW), que são relativamente quentes e seu limite inferior ocorre a ~800 m de profundidade (Silveira et al., 2000). Em profundidades intermediárias e mais profundas, as massas de água vêm das regiões Antártica e do Atlântico Norte, embora não haja uma classificação detalhada comumente aceita das águas de origem Antártica (Morozov et al., 2010). De acordo com a classificação proposta por Reid et al. (1977) e usado por diversos autores (*e.g.* Tsuchiya et al., 1994; Mémery et al., 2000; Wienders et al., 2000), na Bacia de Santos, essas massas de água são chamadas de Água Intermediária Antártica (AAIW) acima de 1000 m, o ramo superior da Água Circumpolar Profunda, a Água Circumpolar Profunda Superior (UCPW) entre ~1000–2000 m, a Água Profunda do Atlântico Norte (NADW) entre ~2000 – 4000 m e o ramo inferior da Água Circumpolar Profunda, a Água Circumpolar Profunda Inferior (LCPW) abaixo de 4000 m (Reid, 1989).

Figura 16. Posição dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul), em destaque, com relação ao perfil latitudinal da distribuição de massas de água no Atlântico Sul Ocidental em função de suas concentrações de oxigênio (Modificado de Gonzales et al., 2017).

As águas profundas do Atlântico Norte são caracterizadas por alta salinidade e altas concentrações de oxigênio e, portanto, não são corrosivas para CaCO_3 depositado no fundo oceânico sob sua influência (Gerhardt et al., 2000). A NADW converge com a massa de água circumpolar no Atlântico na porção norte da Corrente Circumpolar Antártica (Reid, 1989; Morozov

et al., 2010). Consequentemente, a *NADW* divide a Água Circumpolar Profunda em duas camadas: *UCPW* e *LCPW* (Henrich et al., 2003; Morozov et al., 2010). Essas massas de água são caracterizadas por menores concentrações de oxigênio, menor salinidade (figura 17), altos nutrientes dissolvidos (Stramma & England, 1999; Mémery et al., 2000) e, portanto, são mais corrosivas ao CaCO_3 devido às suas altas concentrações de CO_2 (Dittert et al., 1999) (figura 18). Para fins práticos, a *LCPW* e a Água Profunda do Mar de Weddell (*WSDW*) são geralmente chamados de Água de Fundo Antártica (*AABW*) (Morozov et al., 2010).

Figura 17. Posição dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul), em destaque, com relação ao perfil latitudinal da distribuição de massas de água profundas no Atlântico Sul Ocidental em função de suas salinidades.

Figura 18. Posição dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul), em destaque, com relação ao perfil latitudinal da distribuição de massas de água profundas no Atlântico Sul Ocidental em função de suas concentrações de CO₂.

MATERIAIS E MÉTODOS

Método de apresentação dos resultados

Ao longo desta tese, todos os produtos gerados a partir das análises dos testemunhos KF-18 e KF-16 e apresentados sob a forma de gráficos exibirão, definitivamente, o seguinte padrão: curvas em vermelho representando o testemunho KF-18 e curvas em azul representando o testemunho KF-16.

Testemunhos marinhos

Este estudo analisou dois testemunhos sedimentares marinhos (KF-18 e KF-16) coletados a pistão na região do Atlântico Sul ocidental, no talude da Bacia de Santos, para o estudo dos foraminíferos planctônicos (figura 19, tabela 01). Os testemunhos foram coletados pela Petrobras durante a campanha *Fugro Explorer* 2007. As amostras sedimentares referentes ao testemunho KF-18 tiveram um espaçamento amostral a cada 5 cm, enquanto que as amostras utilizadas do testemunho KF-16 tiveram um espaçamento amostral a cada 10 cm na porção superior e a cada 5 cm na porção inferior. Devido a sua maior resolução amostral o testemunho KF-18 é o testemunho principal deste estudo. No entanto, devido a má recuperação do seu topo (v. item *Breve Caracterização dos Testemunhos*), o testemunho KF-16 é o mais utilizado na interpretação paleoceanográfica mais recente da região de estudo. Ainda assim, esse testemunho foi, e ainda tem sido, amplamente estudado e gerado produtos relevantes para o desenvolvimento da paleoceanografia nacional (Almeida et al., 2015; Toledo et al., 2016; Gonzales et al., 2017; Quadros, 2017; Costa et al., 2018; Quadros & Toledo, *submetido*, entre outros).

Tabela 01. Dados referentes aos testemunhos e amostras utilizados neste estudo.

Id. Testemunhos		Localização	Profundidade (m)	Comp. recuperado (cm)	Comp. utilizado (cm)	Nº de amostras
LaPAS IO-USP	Petrobras					
KF-18	GL-854	25°12'S/42°37'W	2220	2038	1336	267
KF-16	GL-852	25°01'S/43°33'W	1938	2030	2030	300

Figura 19. Área de estudo e localização dos testemunhos estudados.

Breve Caracterização dos Testemunhos

Os testemunhos utilizados neste estudo são compostos de lama rica em carbonato intercalada com lama pobre em carbonato e marga, segundo a sua descrição, realizada logo após sua abertura. A coloração mais clara distingue os sedimentos holocênicos, no topo dos registros sedimentares (figuras 20, 21 e 22). As tonalidades de cinza claro e cinza escuro representam as variações climáticas interglaciais e glaciais, respectivamente. O testemunho KF-16 apresentou uma melhor recuperação do registro sedimentar em sua porção superior, em relação ao KF-18. Como o do topo do testemunho KF-18 estava comprometido, especialmente entre 15 – 30 cm, isto dificultou a sua amostragem.

Figura 20. Fotografia do testemunho KF-18 logo após a sua abertura.

Figura 21. Fotografia do testemunho KF-16 logo após a sua abertura (1 de 2).

Figura 22. Fotografia do testemunho KF-16 logo após a sua abertura (2 de 2).

Caracterização Isotópica

A análise de isótopos estáveis de oxigênio e carbono em foraminíferos bentônicos, que neste estudo utilizou a espécie epibentônica *Cibicidoides wuellerstorfi*, foi realizada em ambos testemunhos e registrou a composição das águas profundas da porção oeste do Atlântico Sul (Figura 23). Por outro lado, a análise isotópica extraída a partir da espécie planctônica *Globigerinoides ruber* s.s. foi realizada somente no testemunho KF-18 (Figura 24), assinalando, desta maneira, a composição das águas superficiais desta região. As espécies utilizadas nas análises isotópicas estão representadas na figura 25.

Figura 23. Estratigrafia isotópica do oxigênio (acima) e do carbono (abaixo) extraído da espécie bentônica *C. wuellerstorfi* para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

A distribuição dos valores isotópicos de oxigênio da espécie bentônica ao longo do período de estudo representa, essencialmente, a variação no volume de gelo entre os períodos glaciais e interglaciais (Shackleton, 1967). Neste estudo isto está claramente evidenciado pelos valores

elevados, quase sempre acima da média (estimada em 3,67‰ no testemunho KF-18 e 3,79‰ no KF-16), ao longo dos intervalos glaciais, exceto no EIM 3, em contraste com os valores consideravelmente mais reduzidos registrados nos intervalos interglaciais. O registro isotópico do oxigênio da espécie planctônica *G. ruber* s.s. reproduziu, basicamente, a variação do volume de gelo, porém com variações mais graduais entre os estágios isotópicos marinhos.

Figura 24. Estratigrafia isotópica do oxigênio (acima) e do carbono (abaixo) a partir da espécie planctônica *G. ruber* (branca) s.s. para o testemunho KF-18.

Os dois testemunhos utilizados neste estudo não exibiram hiatos, representando, desta forma, registros sedimentares contínuos. Apesar disso, o testemunho KF-16 não registrou o singular colapso nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ ao longo do subestágio 5e (representado por um “pico” na curva, já que a escala dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, representada no eixo y é, convencionalmente, invertida). O motivo mais plausível para tal seria a falta de amostragem deste intervalo, que neste período, foi realizado a cada 10 cm.

As curvas isotópicas do carbono da espécie *C. wuellerstorfi* apresentaram, de maneira geral, um comportamento similar entre si, *i.e.*, com valores mais reduzidos ao longo dos intervalos glaciais, raramente acima da média (estimada em 0,71‰ no testemunho KF-18 e 0,56‰ no KF-16), exceto os EIM 3 e 2, contrastando com os valores mais elevados registrados nos intervalos interglaciais. O registro isotópico realizado a partir da espécie planctônica *G. ruber* s.s. reproduziu, essencialmente, as variações observadas na curva da espécie bentônica porém com sutis diferenças e variações bem mais graduais entre os intervalos glaciais e interglaciais.

Figura 25. Espécies utilizadas nas análises isotópicas do oxigênio e carbono: à esquerda, o foraminífero bentônico *Cibicoides wuellerstorfi* e à direita o foraminífero planctônico *Globigerinoides ruber* 'branca' s.s..

Cronologia

O testemunho KF-16 compreende os últimos 321 mil anos e a sua taxa de sedimentação média é de 7,4 cm/1000 anos, enquanto que o testemunho KF-18 compreende os últimos 772 mil anos, embora somente os últimos 322 mil anos tenham sido utilizados neste estudo, e sua taxa de sedimentação média é de 4 cm/1000 anos. O modelo de idade de ambos os testemunhos foi baseado na estratigrafia isotópica do oxigênio extraída da espécie bentônica *Cibicoides wuellerstorfi* ($\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$) e apoiado por três datações de radiocarbono (AMS) no topo do testemunho KF-18. A curva de Lisiecki & Raymo (2005) e a definição dos estágios (e subestágios) isotópicos

marinhos (EIM) segundo Railsback (2015) foram utilizados como referência (figura 26). A descrição detalhada do modelo de idade para os testemunhos KF-18 e KF-16 está reportada em Almeida et al. (2015) e Toledo et al. (2016).

Figura 26. Acima: curvas isotópicas do oxigênio em foraminíferos bentônicos (*C. wuellerstorfi*) dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul) e a curva de referência de Lisiecki & Raymo (2005) (preto). Abaixo: taxas de sedimentação dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Teor de CaCO₃

O teor de carbonato em fração fina foi obtido a partir da diferença de massa (1g de sedimento) antes e após o ataque ácido com solução HCl 10%. As curvas referentes a variação do teor de carbonato (CaCO₃) desde o EIM 9 até o EIM 1 na porção oeste do Atlântico Sul exibiram, claramente, uma boa correspondência entre elas (figura 27). Tal correspondência revela um alinhamento entre os dois testemunhos estudados, possibilitando, desta forma, um confronto entre esses resultados. Ambos os testemunhos são compostos, basicamente, de lama rica em carbonato (18 – 30%) intercalada por lama pobre em carbonato (5 – 18%) e marga (30 – 60%).

A estimativa do teor de CaCO_3 apontou, no testemunho KF-18, uma variação dos valores entre 9,5% (EIM 4) e 56,5% (subestágio 5e) e uma média estimada em 21,3% para todo o período de estudo, enquanto que no testemunho KF-16 os valores variaram entre 9,09% (subestágio 6c) e 50,66% (EIM 1) e sua média foi estimada em 22,3%. Os intervalos que exibiram as maiores médias percentuais do teor de CaCO_3 , em ambos os testemunhos, foram os EIM 1, 9 e 7, que apresentaram valores estimados em 48,4% (maior média), 30,3% e 27,1% no testemunho KF-18 e 43,65% (maior média), 30,25% e 29,75% no testemunho KF-16, respectivamente. Por outro lado, os EIM 4 e 6 foram os intervalos onde o teor de CaCO_3 exibiu os menores valores médios, estimados em 14,0% (menor média) e 16,2% no testemunho KF-18 e em 16,55% (menor média) e 18,06% no testemunho KF-16, respectivamente.

Figura 27. Teor de CaCO_3 dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Processamento das amostras utilizadas

Peneiramento úmido

Primeiramente, as amostras sedimentares foram peneiradas (malha 63 μm) com água destilada para separação das frações grossa (> 63 μm) e fina (< 63 μm). Ambas as frações sedimentares foram secas em estufa a 60°C. A fração fina foi utilizada para análise do teor de CaCO_3 enquanto que a fração grossa foi utilizada para análise da fauna total dos foraminíferos planctônicos.

Peneiramento seco

Posteriormente, os sedimentos referentes à fração grossa foram peneirados sobre malha de 150 µm, onde cada amostra foi devidamente identificada e armazenada. Este estudo adotou a fração maior que 150 µm visando minimizar os erros gerados por incertezas taxonômicas (CLIMAP, 1976). Esta abordagem é amplamente utilizada em estudos baseados em calibrações ambientais fundamentados em funções de transferência, como o *MARGO (Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean surface)*, que inclui suas categorias taxonômicas quantificadas na fração > 150µm.

Análise da fauna total de foraminíferos planctônicos

Após serem peneiradas sobre malha de 150 µm, as amostras foram fracionadas aleatoriamente até obter-se um número entre 300 – 600 espécimes de foraminíferos planctônicos, onde todos os indivíduos foram devidamente contabilizados (análise quantitativa) e identificados em nível de espécie, ou subespécie (análise qualitativa). O percentual de cada um dos *taxa* em relação ao total contabilizado em uma amostra corresponde a sua Abundância Relativa. Este estudo adotou a taxonomia segundo Bolli & Saunders (1985) e Hemleben et al. (1989), atualizada de acordo com o Mikrotax (<http://www.mikrotax.org/pforams/>) que é, atualmente, a maior fonte de referência taxonômica de foraminíferos planctônicos.

Avaliação do grau de preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos

A avaliação do grau de preservação dos foraminíferos planctônicos ao longo do testemunho KF-18 foi baseada na análise das curvas do Índice de Fragmentação (IF). O IF nos revela a variação percentual das carapaças de foraminíferos planctônicos em mau estado de preservação em função do total de carapaças observadas em uma amostra, inteiras e quebradas (Berger, 1970) (Figura 28), ao longo de todo o registro sedimentar.

Figura 28. Exemplares do foraminífero planctônico *Globigerinoides ruber* (rosa) em bom estado de preservação (esquerda) e em mau estado de preservação (direita). Aumento: 35X

Paleotemperatura superficial marinha: a técnica das redes neurais artificiais

Este método, um ramo da inteligência artificial, baseia-se no fato de que existe, realmente, uma relação entre a distribuição das faunas modernas e as propriedades físicas do ambiente. As redes neurais artificiais têm a habilidade de superar problemas de relações complexas não-lineares entre as variáveis (Kucera, 2003; Kucera et al., 2005). Esta abordagem, de caráter profundamente computacional, é baseada em um algoritmo que tem a habilidade de aprendizagem autônoma de uma relação entre dois grupos de membros. Uma vez treinado, a rede neural artificial atua como uma única função de transferência, já que ao mesmo tempo esta função altamente não-linear e recorrente é tão complexa que tem a habilidade de simular uma decisão algorítmica. A utilidade das redes neurais artificiais foi demonstrada por Malmgren et al. (2001).

Uma rede neural artificial (RNA) representa um grande número de elementos de processamento simples chamados de neurônios. Cada neurônio está conectado a outros neurônios por meio de links direcionados, cada um com um peso associado. Os pesos consistem em informações que estão sendo utilizadas pela rede neural para resolver um problema. Como um neurônio artificial é capaz de realizar um único processamento, cada entrada recebe somente um tipo de sinal (ou informação). No entanto, é possível exibir várias entradas e, desta maneira, perceber, através de treinamento, diferentes sinais. Desta forma, a conexão entre vários neurônios em rede faz com que o sistema consiga processar mais informações e fornecer mais resultados (figura 29).

O treinamento é feito por etapas; na primeira etapa, os sinais de entrada (dados de fauna do conjunto de dados de calibração) são propagados pelas diversas camadas até a camada de saída onde fornecem as estimativas de paleotemperatura. A comparação das estimativas geradas com a saída (temperatura conhecida) indica o erro; na segunda etapa, o erro é retropropagado na rede e os pesos das conexões são reajustados de forma a minimizar o erro. Para cada etapa de treinamento é utilizado um subconjunto do banco de dados de calibração. Cada subconjunto, por sua vez, é dividido em dados de treinamento e dados de teste e após cada etapa de treinamento o subconjunto de dados de teste é usado para calcular o erro de predição. O procedimento se repete até o erro de predição parar de diminuir.

Figura 29. Esquema do funcionamento de uma rede neural artificial: *camada de entrada*: onde os padrões são apresentados à rede; *camada escondida (ou intermediária)*: onde é feita a maior parte do processamento, através das conexões ponderadas; *camada de saída*: onde o resultado final é concluído e apresentado.

As redes neurais artificiais utilizadas neste estudo são as mesmas utilizadas por Kucera et al. (2005), treinadas por bases de dados específicos para a bacia oceânica do Atlântico tropical/subtropical. Os dados referentes às abundâncias relativas (%) das espécies observadas neste estudo foram enviados sob a forma de planilhas ao Laboratório do MARGO (*Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean surface*), onde as paleotemperaturas superficiais marinhas foram estimadas.

Razão *G. bulloides* / *G. ruber*

A partir do censo faunal dos foraminíferos planctônicos, foram calculados as abundâncias relativas das espécies *G. ruber* 'branca' e *G. bulloides* (figura 30). O foraminífero planctônico *G. ruber* 'branca' é uma espécie dominante na Corrente do Brasil, ocupando a camada de mistura e tende a ser mais abundante durante o verão, indicando a ocorrência de águas mais quentes (Sousa et al., 2014; Venancio et al., 2016; Venancio et al., 2017). A espécie *G. bulloides*, por outro lado, é restrita ao sistema de ressurgência costeira, na qual a sua frequência é também mais elevada durante o verão austral, devido ao regime de ventos, indicando a ocorrência de eventos de

ressurgência quando seu percentual está acima de 15% (Lessa et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2016; Santos et al., 2017; Lessa et al., 2017; Lessa et al., 2019). Desta forma a razão *Gb/Gr* foi utilizada neste estudo como um indicador da intensidade da ressurgência, onde valores elevados da razão sugerem intrusão de águas frias e produtivas (SACW) na zona fótica, enquanto que valores reduzidos sugerem a predominância de águas mais quentes e oligotróficas (TW) na região de estudo (Conan et al., 2002; Toledo et al., 2008; Lessa et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2016; Santos et al., 2017; Lessa et al., 2017; Lessa et al., 2019).

Figura 30. Foraminíferos planctônicos *Globigerina bulloides* (esquerda) e *Globigerinoides ruber* 'branca' (direita).

Razão PB

A razão PB nos fornece o percentual de carapaças de foraminíferos bentônicos em relação ao total de carapaças de foraminíferos (planctônicos + bentônicos) observados em uma amostra.

$$[B/(P+B)] * 100$$

Esta razão é um importante indicador de disponibilidade de matéria orgânica para o fundo oceânico e, por isso, o registro desta razão pode ser utilizado como um indicador de paleoprodutividade (Berger & Haass, 1988; Van der Zwaan et al., 1999). Apesar disso, esta relação entre foraminíferos planctônicos e bentônicos é amplamente difundida como um indicador de dissolução (*e.g.*, Parker & Berger, 1971; Berger, 1973; Thunell, 1976; Peterson & Prell, 1985; Dittert et al., 1999; Conan et al., 2002) baseado na hipótese de que as carapaças dos foraminíferos

bentônicos são mais resistentes e por isso aumentam a sua proporção em períodos de dissolução. No entanto, recentemente foi demonstrado que as carapaças dos foraminíferos bentônicos são muito mais susceptíveis à dissolução do que as dos planctônicos, principalmente devido à maior quantidade de Mg de suas carapaças, tornando-as mais propensas à dissolução e, por isso, a razão PB não deve ser utilizada como indicador de dissolução (Petró et al., 2018b). Estes autores demonstraram a importância do ranking de dissolução de espécies planctônicas e bentônicas para o Atlântico Sul Ocidental.

Índices de diversidade

Os índices de diversidade são utilizados para estimar, quantitativamente, a biodiversidade de uma comunidade baseada em uma amostra da comunidade, outrora viva. Os cálculos dos índices de diversidade são um dos pilares da análise ecológica. Existe uma grande variedade desses índices, indicando que a diversidade pode ser definida de diversas maneiras. Infelizmente é impossível de apontar para algum índice em particular como sendo o melhor para qualquer tipo de dado ou investigação (Hammer & Harper, 2006). Os índices de diversidade utilizados nesta tese foram a Riqueza de Espécies (S) e o índice de Margalef e o índice de Shannon (H).

A Riqueza de Espécies (S) é o índice de diversidade mais simples possível, consistindo no número de espécies presentes em uma amostra. Este índice é importante e de fácil compreensão, porém é importante lembrar que a contagem de uma espécie em uma amostra geralmente será uma subestimação da riqueza de espécies, mesmo na parte preservada da biota da qual a amostra foi coletada (Hammer & Harper, 2006). A riqueza de espécies (S), geralmente, aumentará de acordo com o tamanho da amostra e, por isso, outros índices de diversidade foram propostos para compensar este efeito. O índice de Margalef é importante pois ele relaciona a riqueza de espécies e o número amostral (Hammer & Harper, 2006). O índice de Shannon (H) é dependente da abundância relativa e do número de *taxa* contido por amostra (Magurran, 2003). Este índice foi empregado por reconhecer a abundância das espécies ao longo dos testemunhos estudados e verificar as variações na diversidade das associações. Todos os índices utilizados neste estudo exibem relação direta com a diversidade, ou seja, quanto maior o seu valor, maior é a diversidade.

Técnicas estatísticas

Coefficiente de Correlação Linear de Pearson

A matriz de correlação linear é a representação da correlação entre uma série de variáveis. Através dela pode-se estudar a possível correlação linear entre duas variáveis, indicando que elas apresentam algum grau de associação linear, isto é, elas aumentam e diminuem linearmente juntas (Hammer & Harper, 2006). É uma medida de interdependência, não existem variáveis dependentes ou independentes. Essas correlações são de grande importância em estudos de caráter paleontológico. No entanto, é importante destacar que a correlação não implica causalidade em nenhuma direção, mas pode ser que ambas as variáveis sejam dependentes, em comum, de uma terceira causa (Hammer & Harper, 2006)!

Convencionalmente, a força de uma correlação linear é medida usando o coeficiente r , conhecido com r de Pearson ou coeficiente de Pearson. É um índice estatístico que indica o grau de relação, direta ou indireta, entre duas variáveis quantitativas. Para essas e outras análises os dados pressupõem uma distribuição normal, o que é raro em dados ambientais. No intuito de minimizar esta condição e aproximar a distribuição da normalidade, os dados foram transformados em logaritmos ($\log(x+1)$) (Hammer & Harper, 2006).

Os valores da matriz de correlação de Pearson variam entre -1 e +1. Uma correlação de +1 indica uma relação perfeitamente direta, isto é, à medida que uma variável aumenta, a outra aumenta na mesma proporção. Por outro lado, uma correlação de -1 indica uma correlação perfeitamente negativa, ou inversa, ou seja, à medida que uma variável aumenta a outra diminui na mesma proporção. Vale ressaltar que correlações perfeitas dificilmente ocorrem na natureza. A falta de correlação linear entre duas variáveis é indicada por valores próximos de zero. Nessas situações, as variáveis seriam independentes entre si, ou seja, o comportamento de uma não influencia o comportamento da outra variável. Duas variáveis podem estar fortemente relacionadas, mas não de forma linear e, portanto, este índice não seria apropriado. As correlações mais estatisticamente significativas foram àquelas com valores de probabilidade (p) inferiores a 0,05.

Análise de Componentes Principais

A análise de componentes principais (ACP) é um método extremamente útil com muitas aplicações. Esta técnica é utilizada para projetar um banco de dados multivariado em poucas dimensões, no intuito reduzir a gama de dados, preservando o máximo de variância possível, facilitando a visualização dos dados e, assim, a sua interpretação. O eixo de máxima variância (componentes principais) pode ser identificado e interpretado (Hammer & Harper, 2006).

A ACP é um procedimento para encontrar variáveis hipotéticas (os componentes) que mais contribuem para a variância dos dados multidimensionais originais. Os componentes principais são combinações lineares e ortogonais das variáveis originais. Eles podem ser “interpretados” como reflexos de variáveis “subentendidas” com um significado biológico, embora muitas vezes possa ser apenas um exercício especulativo (Hammer & Harper, 2006).

RESULTADOS

Preservação das Carapaças dos Foraminíferos Planctônicos

De maneira geral, as carapaças dos foraminíferos planctônicos apresentaram bom estado de preservação ao longo do período de estudo, já que o índice de fragmentação (IF) exibiu valor médio estimado em 12,94% (testemunho KF-18) e 9,79% (testemunho KF-16) (figura 31). Os estágios isotópicos onde as carapaças apresentaram-se em melhor estado de preservação foram os EIM interglaciais, porém os EIM 9 e 5 exibiram intervalos com altos valores do IF. Os EIM glaciais, por outro lado, apresentaram valores elevados do IF de maneira frequente, exceto ao longo dos EIM 3 e 2.

Figura 31. Distribuição dos valores do índice de fragmentação (IF) estimados para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul) ao longo do período abordado neste estudo.

O EIM 9 exibiu média estimada em 15,77% (a segunda maior do KF-18) e 11,96% (a mais elevada do KF-16) e estes valores elevados se devem ao abrupto aumento dos valores ao longo do subestágio 9b, especialmente no KF-18. Este EIM registrou valores sempre abaixo da média nos demais subestágios, enquanto que o subestágio 9b exibiu o maior valor do IF em todo o período de estudo, estimado em 52,54% (KF-18). O EIM 8 exibiu, com frequência, valores acima da média, estimada em 13,91% (KF-18) e 10,65% (KF-16), especialmente no subestágio 8c que exibiu o máximo observado neste EIM, estimado em 46,28% (KF-18) e 18,16% (KF-16).

Assim como o EIM 9, o EIM 7 apresentou valores muito reduzidos do IF, quase sempre abaixo da média, estimada em 9,42% (KF-18) e 7,58% (KF-16). Entretanto, no subestágio 7d foi observado um súbito aumento no IF, que exibiu valor máximo estimado em 25,72% (KF-18) e 13,46% (KF-16). O EIM 6 torna a exibir valores elevados do IF, comumente acima da média, estimada em 13,04% (KF-18) e 10,67% (KF-16). O subestágio 6e foi, consistentemente, o intervalo onde foram observados valores mais elevados, com máximos estimados em 27,87% (KF-18) e 20,00% (KF-16).

O EIM 5 exibiu valores médios relativamente elevados, estimados em 12,87% (KF-18) e 11,28% (KF-16), principalmente por causa do abrupto aumento ocorrido no subestágio 5b, que exibiu valor máximo estimado em 41,51% (KF-18) e 20,62% (KF-16); este último também registrou um aumento significativo no subestágio 5d, que exibiu máximo estimado em 20,35%. O estágio isotópico que exibiu o maior valor médio do IF neste estudo foi o EIM 4 (KF-18), estimado em 17,77%; durante este estágio os valores raramente foram inferiores a média. No testemunho KF-16 a média foi estimada em 9,76% e o maior valor observado foi estimado em 22,56%. No decorrer dos EIM 3, 2 e 1 os valores do IF estiveram sempre abaixo da média, estimadas, respectivamente, em 8,45%, 9,40% e 5,27% (KF-18) e 7,78%, 4,90% e 4,18% (KF-16).

Censo Faunal

Os valores de abundância relativa mínimos, máximos e as médias das espécies observadas neste estudo estão exibidos na tabela 02.

Tabela 02. Valores de abundância relativa mínimos, máximos e as médias das espécies observadas nos testemunhos KF-18 e KF-16; cinza escuro: espécies principais; cinza médio: outras espécies importantes; cinza claro: demais espécies observadas; branco: espécies raras.

Ranking	Espécies	KF-18			Espécies	KF-16		
		mínimo	MÁXIMO	Média		mínimo	MÁXIMO	Média
1	<i>G. ruber 'branca'</i>	11,54	73,94	39,23	<i>G. ruber 'branca'</i>	15,45	65,11	38,63
2	<i>G. glutinata TT</i>	0,25	34,89	11,37	<i>G. glutinata TT</i>	0,62	30,35	9,48
3	<i>G. inflata</i>	0,55	47,62	9,21	<i>G. inflata</i>	0,00	28,57	9,18
4	<i>G. bulloides</i>	0,00	19,96	6,80	<i>G. bulloides</i>	0,00	27,01	7,63
5	<i>G. glutinata sem bulla</i>	0,00	22,12	6,44	<i>N. incompta</i>	0,00	45,19	6,28
6	<i>T. sacculifer TT</i>	0,21	16,81	5,19	<i>T. sacculifer TT</i>	0,00	19,16	5,31
7	<i>G. glutinata com bulla</i>	0,00	18,99	4,87	<i>G. ruber 'rosa'</i>	0,00	22,12	5,12
8	<i>G. ruber 'rosa'</i>	0,00	23,02	4,38	<i>G. glutinata sem bulla</i>	0,00	17,13	4,99
9	<i>T. sacculifer sem saco</i>	0,21	13,78	4,20	<i>G. glutinata com bulla</i>	0,00	24,92	4,49
10	<i>G. menardii</i>	0,00	22,90	4,10	<i>T. sacculifer sem saco</i>	0,00	16,80	4,07
11	<i>N. incompta</i>	0,00	27,13	3,31	<i>G. menardii</i>	0,00	20,73	3,81
12	<i>G. conglobatus</i>	0,00	11,34	2,64	<i>G. conglobatus</i>	0,00	11,42	2,17
13	<i>G. tumida</i>	0,00	15,40	1,82	<i>N. dutertrei</i>	0,00	10,53	1,96
14	<i>G. truncatulinoides</i>	0,00	7,28	1,37	<i>G. excelsa</i>	0,00	10,61	1,71
15	<i>N. dutertrei</i>	0,00	11,93	1,23	<i>G. truncatulinoides</i>	0,00	9,55	1,41
16	<i>G. excelsa</i>	0,00	7,54	1,07	<i>T. sacculifer com saco</i>	0,00	4,46	1,24
17	<i>G. crassaformis</i>	0,00	9,34	1,07	<i>G. crassaformis</i>	0,00	9,45	0,95
18	<i>T. sacculifer com saco</i>	0,00	5,37	1,00	<i>G. tumida</i>	0,00	10,92	0,90
19	<i>G. calida</i>	0,00	8,04	0,93	<i>G. tenella</i>	0,00	4,72	0,81
20	<i>G. siphonifera</i>	0,00	8,24	0,85	<i>G. scitula</i>	0,00	3,35	0,66
21	<i>G. scitula</i>	0,00	5,13	0,79	<i>G. siphonifera</i>	0,00	4,13	0,65
22	<i>G. tenella</i>	0,00	3,93	0,77	<i>P. obliquiloculata</i>	0,00	4,81	0,58
23	<i>P. obliquiloculata</i>	0,00	7,64	0,73	<i>O. universa</i>	0,00	4,64	0,54
24	<i>G. rubescens</i>	0,00	5,10	0,50	<i>G. calida</i>	0,00	6,07	0,40
25	<i>O. universa</i>	0,00	4,21	0,48	<i>G. rubescens</i>	0,00	3,01	0,36
26	<i>G. hirsuta</i>	0,00	2,72	0,41	<i>G. bermudezi</i>	0,00	2,87	0,25
27	<i>G. bermudezi</i>	0,00	6,18	0,29	<i>G. falconensis</i>	0,00	4,76	0,24
28	<i>G. hessi</i>	0,00	3,38	0,29	<i>P. primalis</i>	0,00	1,54	0,19
29	<i>P. primalis</i>	0,00	2,21	0,28	<i>G. hessi</i>	0,00	2,64	0,18
30	<i>P. finalis</i>	0,00	2,18	0,22	<i>G. hirsuta</i>	0,00	1,84	0,16
31	<i>G. pachytheca</i>	0,00	2,54	0,20	<i>P. finalis</i>	0,00	1,57	0,14
32	<i>G. falconensis</i>	0,00	1,41	0,15	<i>C. nitida</i>	0,00	1,48	0,13
33	<i>C. nitida</i>	0,00	2,66	0,14	<i>S. dehiscens</i>	0,00	1,21	0,05
34	<i>S. dehiscens</i>	0,00	2,62	0,06	<i>G. pachytheca</i>	0,00	1,10	0,04
35	<i>G. flexuosa</i>	0,00	1,22	0,03	<i>T. quinqueloba</i>	0,00	1,03	0,04
36	<i>B. digitata</i>	0,00	0,42	0,02	<i>G. flexuosa</i>	0,00	1,94	0,03
37	<i>T. humilis</i>	0,00	5,62	0,02	<i>B. digitata</i>	0,00	0,60	0,01
38	<i>T. quinqueloba</i>	0,00	0,94	0,02	<i>G. crass. imbricata</i>	0,00	0,48	0,01
39	<i>T. iota</i>	0,00	4,07	0,02	<i>T. iota</i>	0,00	0,39	0,01
40	<i>G. crass. imbricata</i>	0,00	0,34	0,01	<i>G. ronda</i>	0,00	0,21	0,00
41	<i>H. pelagica</i>	0,00	0,31	0,00	<i>G. unguolata</i>	0,00	0,13	0,00

Espécies principais. Compreendem as espécies que exibiram abundância relativa média superior a 5% em, pelo menos, um dos testemunhos, a saber: *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839) (branca), *Globigerinita glutinata* (Egger, 1893), *Globoconella inflata* (d'Orbigny, 1839), *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826 e *Neogloboquadrina incompta* (Cifelli, 1961) (figura 32).

Globigerinoides ruber (branca)

Considerada a mais abundante dentre todas, esta espécie apresentou valores de abundância relativa que variaram entre 11,54% e 73,94% (KF-18) e 15,45% e 65,11% (KF-16) e média, para todo o período de estudo, estimada em 39,23% (KF-18) e 38,63% (KF-16). Os intervalos de maior abundância relativa desta espécie foram observados ao longo dos EIM interglaciais, especialmente o EIM 5. Apesar disso, foram observadas quedas significativas em sua abundância ao longo deste EIM, principalmente nos subestágio 5e e no breve subestágio 5b, exibindo valores mínimos estimados, respectivamente, em 28,28% e 31,85% (KF-18) e 32,54% e 37,74% (KF-16). Além destes foi observada uma queda abrupta ao longo do subestágio 5a, onde registrou, por volta de 70 mil anos, valor mínimo estimado em 18,30% (KF-18) e 22,12% (KF-16).

No EIM 7, *G. ruber* (branca) também exibiu valores elevados de abundância relativa a partir do subestágio 7c e máximo no subestágio 7a, estimados em 54,40% (KF-18) e 57,86 (KF-16). Entretanto, o EIM 7 também registrou quedas significativas na abundância relativa desta espécie, a maior delas notada no subestágio 7d, apresentando mínimo estimado em 27,47% (KF-18) e 24,87% (KF-16). O EIM 9 é o intervalo interglacial onde são observados os menores valores de abundância relativa desta espécie, especialmente ao longo do subestágio 9b, que exibiu valor mínimo estimado em 12,53% (KF-18) e 17,11% (KF-16).

O EIM 8 é onde *G. ruber* (branca) exibe o seu menor valor pontual de abundância relativa desde o EIM 9 até o EIM 1, verificado no subestágio 8c; apesar disso, esta espécie exibe um aumento significativo no subestágio 8b, exibindo máximo estimado em 59,50% (KF-18) e 49,86% (KF-16). O EIM 6 tem o seu início marcado por uma abrupta queda na abundância relativa desta espécie, observada no subestágio 6e. O subestágio 6d é marcado por uma clara tendência de aumento e o subestágio 6c caracteriza-se por exibir os mais elevados valores pontuais neste EIM, estimados em 49,42% (KF-18) e 65,11% (o mais elevado do KF-16).

Figura 32. Distribuição das espécies principais ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: *G. ruber* 'branca', *G. glutinata*, *G. inflata*, *G. bulloides* e *N. incompta*.

No último intervalo glacial, a curva de abundância de *G. ruber* (branca) exibe um aumento abrupto ao longo do EIM 4 mas torna a exibir uma súbita queda na passagem EIM 4 – EIM 3. Em seguida, apesar do breve aumento observado no subestágio 3c, a curva volta a apresentar uma queda significativa no subestágio 3a, que só volta a exibir um novo e brusco aumento no EIM 2; esta tendência persiste até o EIM 1.

Globigerinita glutinata

A curva de abundância relativa da espécie *G. glutinata* apresentou um padrão estável de distribuição de seus valores nos últimos 322 mil anos, exibindo de forma muito discreta sua tendência de aumento ao longo de todo o período de estudo. Da mesma forma, esta espécie não exibiu nenhuma preferência entre ambientes glaciais ou interglaciais, já que expôs, igualmente nestes diferentes estágios, valores reduzidos e elevados de abundância relativa. Os valores de abundância relativa desta espécie variaram entre 0,25 e 34,89% (KF-18) e 0,62% e 30,35% (KF-16), com média, para todo o período de estudo, estimada em 11,37% (KF-18) e 9,48% (KF-16).

Globoconella inflata

Observando a curva de abundância relativa de *G. inflata* foi possível verificar que esta espécie foi nitidamente mais abundante ao longo dos intervalos glaciais, enquanto que valores significativamente reduzidos foram comumente observados ao longo dos EIM interglaciais. Esta espécie exibiu abundância relativa variando entre em 0,55 % e 47,67% (KF-18) e zero e 28,57% (KF-16) e média para todo o período estimada em 9,2%. No EIM 8 os valores mais elevados foram observados em sua primeira metade, ao longo dos subestágios 8c e 8b, com valores máximos estimados, respectivamente, em 25% (KF-18) e 14,46% (KF-16); no EIM 6, os maiores valores também foram observados em sua porção inferior, ao longo dos subestágios 6e e 6d, estimados em 27,72% e 19,15% (KF-18) e 28,57% e 24,68% (KF-16), respectivamente.

No último intervalo glacial, esta espécie apresentou seus valores mais elevados no início do EIM 4, estimado em 23,78% (KF-18) e 21,78% (KF-16), e a partir deste ponto até o fim deste EIM, seus valores de abundância são reduzidos significativamente, tendo o seu valor mínimo estimado em 2,79% (KF-18). O início do subestágio 3c é caracterizado por valores majoritariamente reduzidos de abundância de *G. inflata*, por outro lado, o breve subestágio 3b é marcado por

valores elevados de abundância desta espécie, com valor máximo em torno de 18% (KF-16). Os valores continuaram elevados ao longo do subestágio 3a e do EIM 2, mas no EIM 1 exibiu percentual abaixo de 5%.

Além dos EIM glaciais, *G. inflata* exibiu aumentos abruptos em determinados períodos dos estágios interglaciais; o primeiro desses foi observado no subestágio 9b, que exibiu máximo estimado em 47,62% (o mais elevado do KF-18) e 26,89% (KF-16). No EIM 7, esta espécie exibiu aumento no subestágio 7d, onde foi observado o maior valor de abundância relativa neste EIM 7, estimado em 16,97% (KF-18) e 19,69 (KF-16). No EIM 5, o primeiro aumento significativo desta espécie foi observado no subestágio 5b quando exibiu valor máximo estimado em 17,60% (KF-16); o outro aumento ocorreu no subestágio 5a, por volta de 70 mil anos, onde foi registrado o maior valor de abundância neste EIM, estimado em 37,22% (KF-18) e 24,20% (KF-16).

Globigerina bulloides

Esta espécie esteve presente na região de estudo ao longo de todo o período abordado, exibindo valores de abundância relativa que variaram entre zero e 20,98% (KF-18) e zero e 27,01% (KF-16); sua média para todo o período de estudo foi estimada em 6,80% (KF-18) e 7,63% (KF-16). Os valores mais elevados ocorreram nos EIM interglaciais, enquanto que os valores mais reduzidos foram observados nos EIM glaciais, exceto o EIM 3 e próximo das Terminações.

No EIM 9, *G. bulloides* exibiu valores elevados de abundância relativa nos subestágios 9e e 9a; o primeiro exibiu o máximo observado no testemunho KF-18 e 12,74% no KF-16, enquanto no outro exibiram máximos estimados em 16,49% (KF-18) e 16,89% (KF-16). No EIM 7, esta espécie foi mais abundante no subestágio 7e, por volta de 240 mil anos, onde atingiu valor máximo estimado em 13,22% (KF-18) e 23,64% (KF-16). No EIM 5, *G. bulloides* foi mais abundante ao longo do subestágio 5e e seu valor máximo de abundância foi estimado em 19,14% (o maior valor observado no KF-18 desde o EIM 9) e 17,48% (KF-16); no subestágio 5c, em torno de 100 mil anos, esta espécie também exibiu valor elevado de abundância, estimado em 17,59% (KF-18) e 18,36% (KF-16).

Apesar de exibir seus menores valores ao longo dos intervalos glaciais, *G. bulloides* exibiu sensível aumento de sua abundância no subestágio 8b, com valor máximo estimado em 12,86% (KF-18) e 14,7% (KF-16). No EIM 6, os subestágios 6e, 6d e 6c expressaram, em grande parte,

valores de abundância sempre abaixo de 10%; os subestágios 6b (KF-16) e 6a, por outro lado, são caracterizados por um súbito aumento na abundância desta espécie; no primeiro, exibiu máximo estimado em 27,01% (o mais elevado do KF-16) e no subestágio seguinte em 14,66% (KF-18) e 17,48% (KF-16). O EIM 3 distingue-se por exibir valores de abundância relativamente elevados, comparáveis aos observados nos EIM interglaciais; o maior valor ocorreu no subestágio 3a, por volta de 35 mil anos, estimado em 15,61% (KF-18) e 24,32% (KF-16). A partir daí a curva de abundância de *G. bulloides* exibiu uma clara tendência de queda em seus valores de abundância que persistiu até o EIM 1.

Neogloboquadrina incompta

Esta espécie apresentou valores de abundância relativa que variaram entre zero e 27,13% (KF-18) e 45,19% (KF-16) e média para todo o período estimada em 3,31% (KF-18) e 6,28% (KF-16). *N. incompta* foi nitidamente mais abundante nos EIM glaciais do que nos interglaciais, entretanto exibiu valores significativamente elevados no EIM 9, observados especialmente ao longo do subestágio 9b, onde alcançou abundância relativa máxima estimada em 22,84% (KF-18) e 45,19% (o mais elevado do KF-16).

No EIM 8, *N. incompta* exibiu valores elevados de abundância relativa nos subestágios 8c e 8a, que apresentaram máximos estimados, respectivamente, em 27,13 e 13,49% (KF-18) e 30,72 e 26,90% (KF-16). O EIM 7 é caracterizado por expressar valores de abundância significativamente reduzidos, porém um aumento foi observado no subestágio 7d, quando *N. incompta* apresentou valor máximo estimado em 5,21% (KF-18) e 17,68% (KF-16). Esta espécie torna a exibir valores elevados de abundância relativa no EIM 6, especialmente nos subestágios 6e e 6d, onde atinge os valores máximos estimados, respectivamente, em 19,38% (KF-16) e 24,23% (KF-18 – o segundo maior em todo o período de estudo). O EIM 5, por outro lado, é um período de ausência virtual da espécie *N. incompta*, exceto no subestágio 5a (KF-18), próximo ao limite com o EIM 4, quando registrou o máximo de 5,23% da abundância relativa. Esta espécie só exibiu, novamente, valores acima da sua média no subestágio 3a, onde atingiu valor máximo estimado em 8,76% (KF-18) e 10,85% (KF-16).

Outras espécies importantes. Compreendem as espécies que exibiram abundância relativa média entre 5 – 1% em, pelo menos, um dos testemunhos, a saber: *Trilobatus sacculifer* (Brady, 1877), *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839) (rosa), *Globorotalia menardii* (d'Orbigny in Parker, Jones, Brady, 1865), *Globigerinoides conglobatus* (Brady, 1897), *Globorotalia tumida* (Brady, 1877), *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny, 1839), *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny, 1839), *Globorotalia excelsa* Sprovieri, 1980 e *Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler, 1927) (figura 33 e 34).

Trilobatus sacculifer

Esta espécie exibiu alta frequência ao longo de todo período de estudo, sendo observada em todos os estágios e subestágios isotópicos marinhos. Sua abundância relativa variou entre 0,21%, e 16,81% e média para todo o período de estudo estimada em 5,19% no testemunho KF-18 e entre zero e 19,16% e média estimada em 5,31% no KF-16.

Trilobatus sacculifer exibiu os seus valores mais elevados de abundância relativa nos EIM 8 (KF-18) e 5 (KF-16); no EIM 8, apresentou valor máximo no subestágio 8b, estimado em 16,81%, enquanto que no EIM 5, exibiu máximo no subestágio 5d, estimado em 19,16%. Outro aspecto interessante na curva de abundância relativa desta espécie são os baixos valores observados ao longo de todo o EIM 9, sempre abaixo da média estimada para o período de estudo; neste estágio isotópico, o valor máximo registrado foi 4,93% (K-18) e 4,80 (KF-16).

No EIM 6, *T. sacculifer* exibiu um significativo aumento em sua porção central, com máximo estimado em 15,68% no subestágio 6c (KF-16). Outro aspecto interessante notado na curva de abundância relativa desta espécie foi o consistente aumento ocorrido ao longo do EIM 4, que, por volta de 65 mil anos, exibiu valor máximo estimado em 14,29% (KF-18) e 14,40% (KF-16). O EIM 3, por outro lado, é caracterizado por exibir uma queda significativa na abundância desta espécie, especialmente no subestágio 3b. *T. sacculifer* só torna a exibir um novo aumento no fim do EIM 2 e no EIM 1, de forma discreta.

Globigerinoides ruber (rosa)

A espécie *G. ruber* (rosa) esteve presente na região de estudo desde o EIM 9 até o EIM 1, com valores de abundância relativa que variaram entre zero e 23,02% (KF-18) e 22,12% (KF-16) e

média para todo o período de estudo estimada em 4,38% (KF-18) e 5,12% (KF-16). Esta espécie exibiu seus maiores valores de abundância relativa ao longo dos EIM glaciais e no EIM 8 expressou valor máximo no subestágio 8b, estimado em 10,95% (KF-18) e 12,89% (KF-16). No EIM 6, os maiores valores foram observados nos subestágios 6e e 6c, quando exibiram valores estimados em 12,01% (KF-18) e 13,20% (KF-16), respectivamente.

O aspecto mais interessante na curva de abundância relativa desta espécie é a mudança no padrão de distribuição dos valores a partir do EIM 4, com valores bem mais elevados do que os observados até então. Desde o EIM 9 até o EIM 5, *G. ruber* (rosa) apresentou uma média estimada em 3,87% (KF-18) e 3,60% (KF-16) e do EIM 4 ao EIM 1 o valor médio aumentou para 6,84% (KF-18) e 10,30% (KF-16). O EIM 4 exibiu valor máximo de abundância estimado em 15,18% (KF-18) e 22,12% (o mais elevado do KF-16). A passagem EIM 4 – 3c é caracterizada por uma queda na abundância desta espécie, contudo durante o EIM 3, *G. ruber* (rosa) continuou a apresentar valores bem mais elevados que aqueles observados antes do EIM 4. Esta espécie voltou a exibir aumento de sua abundância no decorrer do EIM 2 e esta tendência persistiu até o EIM 1.

Globorotalia menardii

O foraminífero planctônico *G. menardii*, assim como outros foraminíferos planctônicos menardiformes (e.g. *G. tumida*, *G. flexuosa* e *G. unguolata*, todos observados neste estudo), são conhecidos por alternar períodos de abundância (ocorrência comum) e escassez de sua população por longos intervalos ao longo do Quaternário (Ericson & Wollin, 1968). Em 1968 esses autores descreveram dez biozonas baseadas na presença/ausência do plexo *G. menardii*. Neste estudo foram registradas as biozonas (de abundância) V (MIS 9 – MIS 6), X (MIS 5) e Z (MIS 1), intercaladas pelas biozonas de ausência W (6a no KF-18; 6c – 6a no KF-16) e Y (5a – MIS 2). Esta espécie exibiu abundância relativa que variou entre zero e 22,90% (KF-18) e 20,73% (KF-16) e média estimada em 4,10% (KF-18) e 3,81% (KF-16).

O EIM 9 foi o estágio isotópico onde *G. menardii* foi consistentemente mais abundante, com valores mínimos relativamente elevados e máximo estimado em 22,90% (o mais elevado do KF-18) e 19,28% (KF-16). No EIM 8 esta espécie exibiu valor máximo no subestágio 8c, estimado em 15,06% (KF-18) e no EIM seguinte apresentou máximo no subestágio 7d, estimado em 20,73%

(o mais elevado do KF-16); no EIM 6 o valor máximo foi observado por volta de 170 mil anos, no subestágio 6d, estimado em 11,75% (KF-18) e 13,98% (KF-16).

Após um longo período de abundância, desde o EIM 9 até o EIM 6, *G. menardii* tem o seu primeiro intervalo de escassez registrado no intervalo entre os subestágios 6c – 6a (KF-16) e 6a (KF-18), caracterizando um período de ausência virtual. No EIM 5 aconteceu a penúltima ocorrência comum de *G. menardii*, observado no intervalo entre o subestágio 5e (~ 130 mil anos) e o subestágio 5b (~ 85 mil anos), que exibiu valor máximo no subestágio 5c, estimado em 13,69% (KF-18) e 16,75% (KF-16). O intervalo compreendido entre o subestágio 5a e o EIM 2 representa o último intervalo de escassez desta espécie. O EIM 1 configura a última ocorrência comum de *G. menardii*, que exibiu valor máximo estimado em 5,02% (KF-18) e 7,99% (KF-16).

Globigerinoides conglobatus

Esta espécie esteve presente desde o EIM 9 até o EIM 1, na região de estudo, com valores de abundância relativa que variaram entre zero e 11,34% (KF-18) 11,42% (KF-16) e média estimada em 2,64% (KF-18) 2,17% (KF-16). A curva de abundância relativa de *G. conglobatus* mostrou-se estável desde o EIM 9 até o EIM 6, variando, basicamente, entre zero e 6%, exceto no EIM 9 (KF-18), quando exibiu máximo estimado em 9,90% no subestágio 9a.

O EIM 5 é, sem dúvida, o intervalo de maior abundância desta espécie, que também exibiu o seu valor mais elevados no subestágio 5e, por volta de 122 mil anos, estimado em 11,34% (KF-18) e 11,42% (KF-16). Outros aumentos consistentes observados neste EIM ocorreram nos subestágios 5b (~ 87 mil anos) e 5a (~ 71 mil anos), o primeiro estimado em 10,74% (KF-18) e 7,82% (KF-16) e o outro em 8,52% (KF-18) e 11,34% (KF-16). O EIM 4 é o último intervalo com valores relativamente elevados, *i.e.*, acima da média estimada para o período de estudo. O valor máximo registrado neste EIM foi estimado em 8,63% (KF-18) e 5,94% (KF-16). A partir de então, a curva de abundância relativa desta espécie exibiu um nítido declínio em seus valores, quase sempre abaixo da média estimada.

Figura 33. Distribuição das outras espécies importantes ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul) (1 de 2); de cima para baixo: *T. sacculifer*, *G. ruber* 'rosa', *G. menardii*, *G. conglobatus* e *G. tumida*.

Figura 34. Distribuição das outras espécies importantes ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul) (2 de 2); de cima para baixo: *G. truncatulinoides*, *N. dutertrei*, *G. excelsa* e *G. crassaformis*.

Globorotalia tumida

Esta espécie apresentou, ao longo dos últimos 322 mil anos, valores mínimo e máximo que variaram entre zero e 15,40% (KF-18) e 10,92% (KF-16), ambos observados no subestágio 5c, e média estimada em 1,82% (KF-18) e 0,90 % (KF-16). Apesar de seu caráter oscilatório, a curva mostrou-se relativamente estável durante a primeira ocorrência comum desta espécie, compreendida no intervalo entre o EIM 9 até o subestágio 6b. A partir daí inicia-se o penúltimo intervalo de escassez de *G. tumida*, compreendendo todo o subestágio 6a, quando os valores de abundância estiveram sempre abaixo de 1%. O EIM 5 marca a penúltima ocorrência comum de *G. tumida*, observada desde o subestágio 5e até o subestágio 5b, seguido do último intervalo de escassez desta espécie, observado do subestágio 5a (84,33 mil anos) até o fim do EIM 2, com valores de abundância quase sempre nulos. O EIM 1 representa a última ocorrência de *G. tumida*, que exibiu valor máximo estimado em somente 1,19%.

Globorotalia truncatulinoides

A espécie *G. truncatulinoides* esteve presente em todos os estágios e subestágios isotópicos marinhos na região de estudo, com valores de abundância que variaram entre zero 7,28% (KF-18) e 9,55% (KF-16) e média, para todo o período de estudo, estimada em 1,37% (KF-18) e 1,41% (KF-16). Esta espécie foi mais abundante ao longo dos EIM glaciais, especialmente os EIM 8 e 6; no primeiro exibiu sua maior abundância relativa no subestágio 8c, em aproximadamente 270 mil anos, estimado em 7,27% (KF-18) e 5,76% (KF-16), enquanto que no EIM 6, os valores mais elevados ocorreram nos subestágios 6c e 6a, estimados em 9,55% (o mais elevado do KF-16) e 5,77% (KF-18), respectivamente. No último intervalo glacial *G. truncatulinoides* foi mais abundante no EIM 3, especialmente no subestágio 3a, que registrou abundância máxima estimada em 6,05% (KF-18).

Apesar de expressar valores de abundância relativa bem mais reduzidos durante os EIM interglaciais, esta espécie exibiu aumentos significativos, porém breves, nestes estágios. No EIM 9, este aumento foi registrado ao longo do subestágio 9b, com máximo estimado em 3,65% (KF-18) e 5,13% (KF-16). No EIM 7 os valores estiveram sempre abaixo da média estimada, exceto no subestágio 7d, que apresentou máximo estimado em 3,18% (KF-18) e 2,99% (KF-16). No EIM 5 o

maior valor de abundância relativa foi observado no subestágio 5b, com valor estimado em 3,18% (KF-18) e 3,50% (KF-16).

Neogloboquadrina dutertrei

Esta espécie foi frequente na região de estudo ao longo do período abordado e apresentou abundância relativa que variou entre zero e 11,93% (KF-18) e 10,53% (KF-16) e média, para todo o período de estudo, estimada em 1,23% (KF-18) e 1,96% (KF-16). *N. dutertrei* foi mais abundante e frequente ao longo dos EIM glaciais; no EIM 8, o seu maior valor de abundância foi observado no subestágio 8c, quando atingiu 4,52% (KF-18) e 10,53% (o mais elevado do KF-16). No EIM 6 exibiu picos de abundância nos subestágios 6e e 6d, estimados, respectivamente, em 4,44% e 5,35% no testemunho KF-18 e 7,33% e 7,08% no KF-16. No último intervalo glacial, *N. dutertrei* exibiu aumento da sua abundância somente no EIM 3, quando atingiu máximo estimado em 3,92% (KF-18) e 8,81% (K-16).

Nos EIM interglaciais esta espécie exibiu valores relativamente reduzidos, quase sempre abaixo da média exceto nos subestágios 9b, 7e e 7d. No primeiro exibiu máximo estimado em 11,93% (o mais elevado do KF-18) e 7,40% (KF-16), enquanto que nos demais apresentou picos de abundância estimados, respectivamente, em 5,40% e 2,61% no KF-18 e 7,93% e 7,27% no KF-16; no EIM 5 exibiu um discreto aumento no curto subestágio 5b, elevando-a para 3,31% (KF-18).

Globorotalia excelsa

Esta espécie foi observada em todos os estágios e subestágios isotópicos marinhos, exceto o subestágio 7b (KF-18), e foi mais abundante ao longo dos EIM glaciais. Sua abundância relativa variou entre zero e 7,54% (KF-18) e 10,61% (KF-16). No EIM 8 os maiores valores foram observados no subestágio 8c e 8b, que exibiram, ambos, máximos estimados em 7,5% (KF-18); no EIM 6 os maiores valores foram observados nos subestágios 6c e 6b, estimados, respectivamente, em 10,36% e 10,61% (KF-16). Durante o último intervalo glacial também foram observados aumentos, porém bem mais discretos, no EIM 4 (em torno de 65 mil anos) e no subestágio 3c (~ 50 mil anos), quando exibiram valores de abundância estimados, respectivamente, em 3,27% e 3,31% (KF-18) e 5,07% e 4,30% (KF-16).

G. excelsa exibiu valores de abundância muito reduzidos ao longo dos EIM interglaciais, entretanto exibiu aumento significativo ao longo do subestágio 9b, quando atingiu 4,06% (KF-18) e 8,71% (KF-16) da abundância relativa. No EIM 7, esta espécie exibiu aumento, embora discretamente, no subestágio 7d estimado em 2,69% (KF-18) e 4,02% (KF-16), observado por volta de 225 mil anos.

Globorotalia crassaformis

Esta espécie exibiu valores de abundância relativa que variaram entre zero e 9,34% (KF-18) e 9,45% (KF-16) e média estimada em 1,07% (KF-18) e 0,95% (KF-16) para o período compreendido entre o EIM 9 e o EIM 1, na região de estudo. Desde o EIM 9 até o subestágio 5b, a curva de abundância relativa de *G. crassaformis* apresentou uma discreta tendência de queda, exibindo valores que raramente estiveram acima de 2%.

O valor máximo da abundância de *G. crassaformis* foi observado no final do EIM 5, no subestágio 5a, intervalo no qual esta espécie exibiu um abrupto aumento em sua abundância relativa (ocorrência comum de *G. crassaformis*). Este intervalo de abundância de *G. crassaformis* ocorreu, aproximadamente, entre 80 – 70 mil anos, com máximo por volta de 75 mil anos. No entanto, no topo do subestágio 5a, junto ao limite 5a – EIM 4, os valores diminuíram abruptamente, expressando mínimos próximos de zero. Entretanto, no início do EIM 4, esta espécie volta a apresentar valores elevados de abundância, com o máximo estimado em 4,78% (KF-18) e 5,61% (KF-16). Após este intervalo, esta espécie exibiu valores de abundância ainda mais reduzidos que aqueles observados antes do subestágio 5a, quase sempre abaixo de 1%.

Demais espécies observadas. Compreendem as espécies que exibiram valor de abundância relativa média entre 0,9 – 0,1% em, pelo menos, um dos testemunhos; estas espécies foram: *Globigerinella calida* (Parker, 1962), *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny, 1839), *Globorotalia scitula* (Brady, 1882), *Globigerinoides tenellus* Parker, 1958, *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker & Jones, 1862), *Globoturborotalita rubescens* (Hofker, 1956), *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839, *Globorotalia hirsuta* (d'Orbigny, 1839), *Globigerina bermudezi* Seiglie, 1963, *Globorotalia hessi* Bolli & Premoli Silva, 1973, *Pulleniatina primalis* Banner & Blow, 1967, *Pulleniatina finalis* Banner &

Blow, 1967, *Globorotalia pachythea* Blow, 1969, *Globigerina falconensis* Blow, 1959, *Candeina nitida* d'Orbigny, 1839 e *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker & Jones, 1865) (figuras 35, 36, 37 e 38).

Globigerinella calida

A espécie *G. calida* apresentou valores máximos de abundância relativa estimados em 8,04% (KF-18) e 6,07% (KF-16), o primeiro observado no subestágio 6c (~ 160 mil anos), e o outro no subestágio 8c (~ 270 mil anos); este pico é um caso meramente pontual, já que os demais máximos observados neste EIM têm valores estimados por volta de 1%. O aspecto mais interessante na curva de abundância relativa desta espécie é a clara tendência de aumento observado no EIM 1, que exibe valor máximo estimado em 3,07% (KF-18) e 4,68% (KF-16), observado no topo deste estágio.

Globigerinella siphonifera

O foraminífero planctônico *G. siphonifera* exibiu abundância relativa que variou entre zero e 8,24% (KF-18) e 4,13% (KF-16) e média estimada em 0,85% (KF-18) e 0,65% (KF-16), para todo o período de estudo. Dois aspectos chamam bastante a atenção ao observarmos a curva de abundância relativa desta espécie: o primeiro é o aumento observado no subestágio 6a, onde, por volta de 130 mil anos, exibiu um pico de 4,60% (KF-18) e 3,72% (KF-16); o segundo é o abrupto aumento observado a partir do EIM 2, que está muito mais explícito na curva representativa do testemunho KF-16.

Globorotalia scitula

Esta espécie apresentou valor mínimo de abundância igual a zero e máximo estimado em 5,13% (KF-18) e 3,35% (KF-16) e média para todo o período estimada em 0,79% (KF-18) 0,66% (KF-16). Esta espécie registrou aumentos significativos tanto em EIM glaciais quanto interglaciais e, por isso, não evidenciou uma preferência clara entre esses ambientes, porém foi mais abundante no EIM 3, onde exibiu os seus valores mais elevados.

Figura 35. Distribuição das demais espécies observadas (1 de 4) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: *G. calida*, *G. siphonifera*, *G. scitula* e *G. tenellus*.

Globigerinoides tenellus

A espécie *G. tenellus* exibiu valores de abundância relativa que variaram entre zero e 3,93% (KF-18) e 4,72% (KF-16) e média para todo o período de estudo estimada em 0,77% (KF-18) e

0,81% (KF-16). Esta espécie foi mais abundante e frequente nos EIM glaciais, especialmente durante o último intervalo glacial, onde exibiu seus valores mais elevados, nos subestágios 3c e no EIM 2.

Pulleniatina obliquiloculata

O gênero *Pulleniatina* é conhecido por exibir um longo período de ausência no Pleistoceno superior, no oceano Atlântico (Prell & Damuth, 1978; Vicalvi, 1999) e, neste estudo isto é mais facilmente observado na curva representativa do testemunho KF-16; *P. obliquiloculata* não esteve presente no intervalo entre o subestágios 3b e o EIM 2. Esta espécie voltou a ser observada no EIM 1, apresentando valores de abundância muito reduzidos, abaixo de 1%. *P. obliquiloculata* foi consistentemente mais abundante no EIM 8, que exibiu valor máximo estimado em 5,52% (KF-18) e 4,81% (o mais elevado do KF-16) no subestágio 8b, por volta de 260 mil anos.

Globoturborotalita rubescens

O foraminífero planctônico *G. rubescens* exibiu valores de abundância relativa que variaram entre zero e 5,10% (KF-18) e 3,01% (KF-16) e média para todo o período de estudo estimado em 0,50% (KF-18) 0,36% (KF-16). Esta espécie exibiu valores relativamente elevados tanto nos EIM glaciais quanto nos interglaciais, não evidenciando uma preferência clara entre estes ambientes, exibindo, por exemplo, valores elevados nos EIM 9 e 3.

Orbulina universa

Esta espécie exibiu valores de abundância relativa que variaram entre zero e 4,21% (KF-18) 4,64% (KF-16) e média, para todo o período de estudo, estimada em 0,48% (KF-18) e 0,54% (KF-16). *O. universa* esteve presente em todos os estágios e subestágios isotópicos marinhos, mas foram nos EIM glaciais que esta espécie foi distintamente mais abundante. No EIM 8, exibiu valores elevados nos subestágios 8c e 8b, exibindo máximos estimados, respectivamente, em 3,14% e 3,65% (KF-18) e 4,64% (o mais elevado do KF-16) e 3,01% (KF-16). No EIM 6, o valor máximo foi observado no subestágio 6c (~ 160 mil anos), estimado em 3% (KF-16). Após este aumento, *O. universa* só tornou a exibir aumento de abundância no EIM 4 (~ 60 mil anos), estimado em 3,26% (KF-16). Esta espécie apresentou valores reduzidos durante EIM 3, principalmente os subestágios

3b e 3a e, do EIM 2, mas de forma não tão acentuada; *O. universa* registrou aumento significativo no EIM 1, que exibiu o valor mais elevado do KF-18.

Figura 36. Distribuição das demais espécies observadas (2 de 4) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: *P. obliquiloculata*, *G. rubescens*, *O. universa* e *G. hirsuta*.

Globorotalia hirsuta

A distribuição dos valores de abundância relativa de *G. hirsuta* desde o EIM 9 até o subestágio 5e revelou a ausência virtual desta espécie, já que exibiu, em grande parte, abundância relativa nula ou valores muito próximos de zero. O subestágio 5e marca, efetivamente, o início da ocorrência comum de *G. hirsuta*, que tem início por volta de em 120 mil anos, no subestágio 5e, e se estende até, aproximadamente, 32 mil anos, no subestágio 3a. A partir de então, *G. hirsuta* exibe valores de abundância relativa bastante reduzidos, próximos daqueles observados antes do EIM 5.

Globigerina bermudezi

G. bermudezi exibiu valores muito reduzidos de abundância relativa desde o EIM 9 até o EIM 1, quase sempre abaixo de 1% e uma média estimada em apenas 0,29% (KF-18) e 0,25% (KF-16). O aspecto mais interessante na sua curva de abundância relativa é o súbito aumento observado no subestágio 5e, que exibiu máximo estimado em 2,42% (KF-18) e 2,87% (o mais elevado do KF-16). No subestágio 9a, esta espécie exibiu um aumento pontual estimado em 6,18%, o mais elevado em todo o período de estudo.

Globorotalia hessi

Esta espécie apresentou valores de abundância relativa que variaram entre zero e 3,38% (KF-18) e 2,64% (KF-16) e média para todo o período de estudo estimada em 0,29% (KF-18) e 0,18% (KF-16). Desde o EIM 9 até o subestágio 5b, *G. hessi* apresentou um padrão de distribuição dos valores de abundância quase sempre abaixo de 1%, exceto no subestágio 9b, que exibiu máximo estimado em 1,75% (KF-18).

O subestágio 5a, por outro lado, caracteriza-se pela ocorrência comum de *G. hessi*, que exibiu seus valores máximos em torno de 75 mil anos. Este intervalo de abundância foi observado, aproximadamente, entre 80 – 70 mil anos, com máximo observado por volta de 75 mil anos. Após este intervalo, *G. hessi* torna a exibir valores muito reduzidos de abundância, quase sempre abaixo de 0,5%.

Pulleniatina primalis

P. primalis exibiu valores de abundância muito reduzidos desde o EIM 9 até o EIM 1 na região de estudo, com máximo estimado em 2,21% (KF-18) e 1,54% (KF-16), observado, respectivamente, nos subestágios 5d e 3c; a média para todo o período de estudo foi estimada em apenas 0,29% (KF-18) e 0,19% (KF-16). Além desses, os valores mais elevados expressos por esta espécie foram observados nos subestágios 8b e 6e, com máximos estimados, respectivamente, em 1,58% e 1,35% (KF-18) e 1,23% e 1,33% (KF-16).

Figura 37. Distribuição das demais espécies observadas (3 de 4) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: *G. bermudezi*, *G. hessi*, *P. primalis* e *P. finalis*.

Pulleniatina finalis

A espécie *P. finalis* exibiu valores máximos no EIM 5, estimados em 2,18% (KF-18) e 1,57% (KF-16), observados, respectivamente, nos subestágios 5b e 5d e média para todo o período de estudo estimada em 0,22% (KF-18) e 0,14% (KF-16). Além desses, esta espécie exibiu aumentos de abundância nos subestágios 8c e 8b, que exibiram valores máximos estimados, respectivamente, em 2,18% (KF-18) e 1,54% (KF-16).

Globorotalia pachythea

Com valores de abundância relativa muito reduzidos ao longo do período de estudo, a espécie *G. pachythea* exibiu valor máximo de 2,54% (KF-18) e 1,10% (KF-16) e média para todo o período estimada em 0,20% (KF-18) e 0,04% (KF-16). Esta espécie esteve presente em todos os EIM compreendidos neste estudo, porém se analisarmos somente a curva referente ao testemunho KF-16, percebe-se que *G. pachythea* esteve ausente durante todo o EIM 5.

Globigerina falconensis

O foraminífero planctônico *G. falconensis* apresentou valores máximos de abundância relativa estimados em 1,41% (KF-18) 4,76% (KF-16) e média estimada em 0,15% (KF-18) e 0,24% (KF-16). Com valores muito reduzidos ao longo de todo o período de estudo, o aspecto mais interessante na curva de abundância relativa desta espécie é o aumento ocorrido ao longo do EIM 3, especialmente no subestágio 3a.

Candeina nitida

A espécie *C. nitida* teve uma média para todo o período de estudo estimada em 0,14% (KF-18) e 0,13% (KF-16) e valores de abundância relativa quase sempre abaixo de 1%; as exceções foram observadas somente nos subestágios 8a, por volta de (250 mil anos), estimado em 2,66% (o mais elevado do KF-18) e 1,48% (o mais elevado do KF-16).

Sphaeroidinella dehiscens

Além de apresentar valores de abundância relativa bastante reduzidos, *S. dehiscens* é a espécie que exibe a menor frequência dentre todas, nesta categoria. Esta espécie exibiu o seu

valor máximo de abundância relativa no subestágio 8b, por volta de 260 mil anos, estimado em 2,62% (KF-18) 1,21% (KF-16). Nos demais subestágios onde foi observada expressou valores sempre abaixo de 0,5%.

Figura 38. Distribuição das demais espécies observadas (4 de 4) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: *G. pachythea*, *G. falconensis*, *C. nitida* e *S. dehiscens*.

Espécies raras. Compreendem as espécies que exibiram valor de abundância relativa média inferior a 0,1%; estas espécies foram: *Globorotalia flexuosa* (Koch, 1923), *Beela digitata* (Brady, 1879), *Turborotalita humilis* (Brady, 1884), *Turborotalita quinqueloba* (Natland, 1938), *Tenuitella iota* (Parker, 1962), a subespécie *Globorotalia crassaformis imbricata* Krasheninnikov & Bylinskaya, 2002 in Bylinskaya, M. E., Golovina & L. A., Krasheninnikov, V. A., 2002, *Hastigerina pelagica* (d'Orbigny, 1839), *Globorotalia ronda* Blow, 1969 e *Globorotalia unguolata* Bermúdez, 1961 (figuras 39 e 40).

A espécie *G. flexuosa* exibiu valor máximo de abundância relativa no subestágio 5c, estimado em 1,22% (KF-18) e 1,94% (KF-16), sendo observada pela última vez neste estudo no subestágio 5b. *B. digitata* registrou seu valor máximo no subestágio 5a (KF-18) e 6b (KF-16), estimados, respectivamente, em 0,42% e 0,6%. A abundância relativa da espécie *T. quinqueloba* esteve sempre abaixo de 1% ao longo do período de estudo, exceto no subestágio 6e, quando atingiu seu valor máximo, estimado em 1,03% (KF-16); no subestágio 7b atingiu valor máximo estimado em 0,94% (KF-18, o maior deste testemunho).

Curiosamente, a espécie *T. iota* exibe um único pico de abundância, no subestágio 5a (KF-18), estimado em 4,07%, após um período de (virtual) ausência ao longo do período de estudo. *T. iota* também foi observada no EIM 6, com máximo no subestágio 6b, estimado em 0,39% (KF-16). A subespécie *G. crassaformis imbricata* foi observada pela primeira vez no EIM 6, no subestágio 6a (KF-16), por volta de 140 mil anos, mas foi no EIM 5 (KF-18) que esta espécie foi mais frequente; seu percentual esteve sempre abaixo de 0,5%.

A espécie *T. humilis*, observada somente no testemunho KF-18, é, dentre todas as espécies raras, a que exibe um comportamento mais interessante, pois está presente em somente uma ocasião em todo o período de estudo, o subestágio 5a (~ 70 mil anos), onde exibiu um considerável pico de abundância relativa, estimado em 5,62%. A espécie *H. pelagica* também foi observada somente neste testemunho, sendo a que apresenta a menor frequência e abundância relativa dentre todas as analisadas ao longo do KF-18, com valor máximo estimado em 0,31%, observado no 5a.

As espécies *Globorotalia ronda* foi observada somente no testemunho KF-16, no subestágio 6c, com valor máximo estimado em 0,21%. *G. unguolata*, outra espécie que também foi observada

somente neste testemunho, ocorreu somente em uma ocasião, no EIM 1 (~ 10 mil anos), com valor estimado em 0,13%.

Figura 39. Distribuição das espécies raras observadas (1 de 2) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: *G. flexuosa*, *B. digitata*, *T. quinqueloba* e *T. iota*.

Figura 40. Distribuição das espécies raras observadas (2 de 2) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); de cima para baixo: *G. crassaformis imbricata*, *T. humilis*, *H. pelagica*, *G. ronda* e *G. ungulata*.

Estimativa de Paleotemperatura Superficial Marinha

A estimativa de paleotemperatura superficial marinha (paleo-TSM) realizada pela técnica das Redes Neurais Artificiais (RNA) gerou as curvas de verão, inverno e paleo-TSM anual (10 m de profundidade) por cada uma das dez melhores redes neurais treinadas em cada paleo-TSM definida, assim como a média e o desvio padrão para as dez redes, para cada temperatura. As redes são exatamente as mesmas que em Kucera *et al.* (2005), especificamente treinados para o Atlântico Sul (e tropical). Os valores estimados foram considerados bons e as paleo-TSM reconstruídas no verão e no inverno foram correlacionadas como esperado (figura 41).

Figura 41. Correlação entre as estimativas de paleotemperatura de verão e inverno para os testemunhos KF-18 e KF-16.

Os valores do desvio padrão entre as reconstruções pelas dez melhores redes foram cuidadosamente analisados. Isto é tipicamente mais informativo para a paleo-TSM de inverno porque nos trópicos, a paleo-TSM de verão permanece elevada e o desvio padrão reduzido (Kucera *et al.*, 2005). Foi observado que, na maioria dos casos, as redes neurais replicaram valores similares (desvio padrão <1). Existem várias seções no testemunho onde as redes se desviaram mais, mas isso não parece estar sistematicamente relacionado a qualquer regime de TSM em particular e,

desta forma, a grande maioria das amostras apresentou bons análogos no conjunto de dados de calibração (figura 42).

Figura 42. Desvio padrão para as dez redes neurais para a estimativa de paleotemperatura superficial de inverno para os testemunhos KF-16 e KF-18, respectivamente.

As curvas referentes as paleo-TSM anual, de verão e de inverno estão exibidas na figura 43. Os valores médios da paleo-TSM de verão, inverno e anual para todo o período de estudo foram estimadas em 25,6°C, 21,4°C e 23,6°C para o testemunho KF-18 e em 25,4°C, 21,0°C e 23,2°C para o KF-16. Os maiores valores médios de paleo-TSM foram observados ao longo dos EIM interglaciais, embora também foram constatados valores médios elevados em determinados EIM glaciais. Os intervalos que exibiram as maiores médias foram os EIM 5, 7 e 1, com valores estimados, respectivamente, em 24,4°C, 24,0°C e 24,2°C, no testemunho KF-18 e 24,1°C, 23,8°C e 24,7°C no KF-16.

Figura 43. Estimativas de paleotemperatura superficial marinha anual (acima), de verão (centro) e de inverno (abaixo) para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul) a partir das redes neurais artificiais.

Apesar dos valores elevados de paleo-TSM anual ao longo do EIM 5, a curva exibiu uma queda significativa ao longo do subestágio 5e que, ainda assim, apresentou valores que oscilaram entre 24 e 25°C. A passagem para o subestágio 5d, por outro lado, foi marcada pelo aumento nos valores de paleo-TSM, que exibiu máximo em torno de 26°C; contudo, foi no subestágio 5c, por

volta de 100 mil anos, que foi observado o maior valor pontual de paleo-TSM em todo o período de estudo, estimado em aproximadamente 27°C. A partir de então, a curva inicia uma tendência de queda apesar do subestágio 5b ainda apresentar valores relativamente elevados (máx. ~ 25°C). O subestágio 5a, por outro lado, é caracterizado por apresentar os menores valores deste EIM; o fim deste subestágio é assinalado por duas súbitas quedas nos valores de paleo-TSM: a primeira notada em aproximadamente 77 mil anos e a seguinte em 71 mil anos, estimadas em aproximadamente 22 e 21°C, respectivamente.

No EIM 7, a curva de paleo-TSM anual exibiu dois padrões bastante distintos:

- 1.º. intervalo: subestágios 7e – 7d, exibindo valores mais reduzidos;
- 2.º. intervalo: subestágios 7c – 7a, expressando valores de paleo-TSM bem mais elevados.

Apesar do aumento dos valores de paleotemperatura ocorrido na passagem do subestágio 8a para o 7e, estes são relativamente reduzidos, se comparado aos valores máximos observados nos subestágios seguintes; os valores máximo e mínimo observado no primeiro intervalo oscilaram basicamente entre 21 e 24°C. O segundo intervalo, compreendido pelos subestágios 7c, 7b e 7a, apresentaram valores de paleo-TSM bem mais elevados, que variaram, basicamente, entre 23 e 26°C. As maiores oscilações de paleo-TSM foram observadas no EIM 9, que exibiu um dos menores valores médios, estimado em 22,9°C (KF-18) e 21,8°C (o menor do KF-16); além disso, o EIM 9 foi o que exibiu o menor valor pontual de paleo-TSM anual dentre todos os EIM contemplados neste estudo, aproximadamente 20°C.

O EIM 8 caracteriza-se por apresentar valores reduzidos de paleotemperatura superficial marinha em suas extremidades, isto é, ao longo dos subestágios 8c e 8a, enquanto que sua porção central é marcada por um brusco aumento, diferenciando, desta forma, o subestágio 8b dos demais. O valor médio de paleo-TSM para este EIM foi estimado em 23,1°C (KF-18) e 22,6°C (KF-16), um dos mais reduzidos dentre todos, mas, apesar disso, o subestágio 8b apresentou valores bem elevados de paleo-TSM, com máximo em torno de 25°C.

Assim como no intervalo glacial anterior, o EIM 6 caracteriza-se por exibir valores de paleotemperatura mais elevados na sua porção mais central (subestágios 6d, 6c e 6b) enquanto que os valores mais reduzidos são observados em suas extremidades (subestágios 6e e 6a). Nestes subestágios, os valores oscilaram fundamentalmente entre 21 e 24°C, enquanto que nos

subestágios 6d, 6c e 6b, os valores oscilaram, sobretudo, entre 23 e 25°C. O valor médio para este período foi estimado em 23,4°C (KF-18) e 22,9°C (KF-16).

O padrão de distribuição dos valores de paleo-TSM ao longo do último intervalo glacial é exatamente oposto ao observado nos demais EIM glaciais, já que, nesse caso, é caracterizado por valores elevadas em suas extremidades (EIM 4 e 2) enquanto que sua porção mais central exibe os valores mais reduzidos (EIM 3). Os valores de paleo-TSM observados ao longo do EIM 4 são compatíveis aos constatados nos EIM interglaciais que, de maneira geral, oscilaram entre 24 e 26°C e exibiu valor médio estimado em 23,9°C (KF-18) e 25,1°C (o mais elevado do KF-16). Por outro lado, o EIM 3 caracteriza-se pela abrupta queda nos valores de paleo-TSM, que exibiu valor mínimo em torno de 21°C. Os valores exibiram um abrupto aumento na passagem para o EIM 2, que variaram, basicamente, entre 23 e 25°C; a tendência de aumento permaneceu até o EIM 1, que exibiu máximo estimado em, aproximadamente, 26°C.

A Razão *G. bulloides*/*G. ruber*

As curvas da Razão *G. bulloides*/*G. ruber* (*Gb/Gr*) apresentaram uma boa relação entre elas, exibindo, de maneira geral, valores elevados nos EIM interglaciais e próximo das Terminações (figura 44). A média da razão para todo o período de estudo foi estimada em 0,19 para o testemunho KF-18 e 0,22 para o KF-16. Os intervalos que apresentaram, consistentemente, os valores médios mais elevados foram os EIM 9 e 3, estimados, respectivamente, em 0,28 e 0,27 para o KF-18 e 0,30 e 0,32 para o KF-16. Os maiores valores pontuais da razão *Gb/Gr* foram observados nos subestágios 9e (KF-18), estimada em 0,94 e 3a (KF-16), estimado em 0,84. Além desses, os aumentos mais consistentes foram observados ao longo dos subestágios 7e e principalmente 5e, este último não fora tão bem representado na curva referente ao testemunho KF-16 devido a falta de amostragem. O subestágio 5c também exibiu um aumento, estimado em 0,44 (KF-16) e 0,37 (KF-18).

Os intervalos glaciais registraram valores muito reduzidos da Razão *Gb/Gr*, mas apesar disso durante o EIM 8 a curva da razão *Gb/Gr* exibiu valores elevados especialmente no subestágio 8b, com máximos estimados em 0,46 (KF-18) e 0,58 (KF-16). Durante o EIM 6 a razão *Gb/Gr* exibiu valores médios reduzidos, estimados em 0,12 (o menor do KF-18) e 0,22 (KF-16). Valores muito

reduzidos foram observados no decorrer do intervalo compreendido pelos subestágios 6e – 6c, que raramente ultrapassaram a média estimada para o período de estudo. No entanto, na porção do subestágio 6a próximo da Terminação II constatou-se um aumento significativo, com máximo estimado em 0,38 (KF-18) e 0,48 (KF-16). Durante o EIM 4 os valores da razão *Gb/Gr* também estiveram muito reduzidos, resultando em uma média estimada em 0,13 (KF-18) e 0,15 (KF-16); no EIM 2 exibiu uma forte tendência de queda que permaneceu até o EIM 1.

Figura 44. Distribuição dos valores da razão *G. bulloides/G. ruber* (branca) estimados para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Razão PB

A razão PB exibiu valores relativamente reduzidos desde o EIM 9 até o EIM 1, com médias estimadas em 5,57% (KF-18) e 14,1% (KF-16), porém expressou aumentos significativos especialmente ao longo dos EIM glaciais (figura 45). Os maiores valores médios da razão foram observados nos EIM 4, 8 e 6, estimadas, respectivamente, em 11,98%, 8,55% e 5,88% no testemunho KF-18 e em 31,30%, 15,90% e 15,88% no KF-16. O maior valor pontual observado no EIM 4 ocorreu em torno de 62 mil anos, estimado em 34,29% (KF-18) e 54,58% (KF-16). No EIM 8, o máximo foi observado no subestágio 8b, por volta de 260 mil anos, estimado em 33,72% e (KF-18) e 31,48% (KF-16), enquanto que no EIM 6 os máximos foram observados nos subestágios 6e e 6d, estimados em 15,20% e 20,23% (KF-18) e 38,61% e 36,89% (KF-16).

Figura 45. Distribuição dos valores da razão PB estimados para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul) ao longo do período de tempo abordado neste estudo.

Durante o EIM 9 a Razão PB expressou valores muito reduzidos, sempre abaixo da média para o período de estudo. No entanto, o subestágio 9b registrou aumentos súbitos com máximos estimados em 32,99% (KF-18) e 30,08% (KF-16). No EIM 7, os valores sempre apresentaram-se muito reduzidos, só ultrapassando a média estimada para todo o período em duas ocasiões, nos subestágios 7d e 7b; no primeiro quando registrou 8,02% (KF-18) e 47,37% (KF-16) e no subestágio seguinte em 7,29% (KF-18). O EIM 5 caracteriza-se como um intervalo de baixos valores intercalados por aumentos abruptos, porém breves, observados nos subestágios 5d, 5b e 5a; no primeiro, exibiu máximo estimado em 40,32% em torno de 108 mil anos (KF-16), enquanto que no subestágio seguinte exibiu, por volta de 85 mil anos, máximo estimado em 16,14% (KF-18) e 63,99% (KF-16). No subestágio 5a exibiu máximo estimado em 35,17% (KF-18) e 27,09% (KF-16), em torno de 72 mil anos.

O EIM 3 exibiu valor acima da média estimada para o período de estudo somente no início do subestágio 3c, quando exibiu máximo igual a 26,89% por volta de 53,8 mil anos (KF-16). A partir daí os valores diminuíram consideravelmente e só foi observado aumento da razão no EIM 2, que exibiu máximo estimado em 14,32% (KF-16); no EIM 1 os valores exibidos foram extremamente reduzidos, com a curva exibindo uma clara tendência de queda, registrando o menor valor médio dentre todos os EIM, estimado em 1,43% (KF-18) e 2,08% (KF-16).

Índices de Diversidade

As curvas referentes aos índices de diversidade utilizados neste estudo (índice de Shannon (H) e o índice de Margalef) e à riqueza de espécies (S), estão exibidas na figura 46. Todas as curvas exibiram as mesmas características, porém o índice de Shannon (H) parece ter atenuado a variação das curvas, mas, apesar disso, seus principais aspectos foram mantidos. De maneira geral, os maiores valores dos índices de diversidade e riqueza de espécies ocorreram nos EIM glaciais. No entanto, os estágios interglaciais também exibiram intervalos com aumentos significativos, porém de duração mais curta do que nos glaciais. No testemunho KF-18, o índice de Shannon (H) variou entre 1,19 e 2,59 (média de 2,09) e o de Margalef entre 2,06 e 4,52 (média de 3,56), enquanto que no KF-16 estes índices variaram entre 1,42 – 2,49 (média de 2,08) e 2,20 – 4,46 (média de 3,41) respectivamente. A riqueza de espécies variou entre 13 e 28 (média de 23) no KF-18 e entre 14 e 28 (média de 22) no KF-16.

No EIM 9, os índices de diversidades registraram os maiores valores nos subestágios 9c e 9a, enquanto que o subestágio 9b registrou queda significativa em todos os índices utilizados. No EIM 8, os índices de diversidade mantiveram-se elevados ao longo de todo este estágio glacial, especialmente durante o subestágio 8b. As características que mais chamaram a atenção nas curvas dos índices de diversidade e riqueza de espécies ao longo do EIM 7 foram: 1) o aumento considerável durante o subestágio 7d e 2) a tendência de queda a partir da Terminação III, acentuando-se no subestágio 7a. A passagem 7a – 6e foi marcada por um súbito aumento nos índices de diversidade, que se mantiveram elevados neste estágio glacial, principalmente ao longo do intervalo 6e – 6d. A partir de então, o índice de Shannon (H) registrou uma clara tendência de queda, que só foi revertida a partir do subestágio 6a quando passou a exibir, novamente, uma tendência de aumento; este comportamento foi mais evidente, nos demais índices, no testemunho KF-16.

O EIM 5 é marcado por grandes oscilações dos valores dos índices de diversidade, com redução significativa ao longo dos subestágios 5e, 5c e 5a contrastando com aumentos consideráveis durante os subestágios 5d e 5b. O limite 5a – EIM 4 é caracterizado pelo aumento abrupto dos índices de diversidade seguido por uma clara tendência de queda ao longo deste intervalo glacial. O EIM 3 é marcado por uma clara tendência de queda do índice de Margalef e da

riqueza de espécies, enquanto que o índice de Shannon exibiu aumento no 3b, registrados somente no testemunho KF-16. No EIM 2 os índices exibiram uma tendência de aumento, que foi muito mais evidente no índice de Margalef e na riqueza de espécies, enquanto que no EIM 1 esta tendência ficou mais evidente no índice de Shannon (H).

Figura 46. Riqueza de espécies (acima), índice de Margalef (centro) e índice de Shannon (abaixo) estimados para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Estatística

Análise de componentes principais

Esta abordagem estatística destacou dois componentes principais (Tabelas 3 e 4) que representam 69% da variância no testemunho KF-18 e dois componentes principais que representam 62% da variância no testemunho KF-16. Em ambos os testemunhos, o maior peso atribuído ao componente 1 foi para a espécie *G. ruber* “branca” (positivamente) e subordinadamente para as espécies *G. inflata* e *N. incompta* (negativamente) (Tabelas 5 e 6). De acordo com as preferências ecológicas dessas espécies, este componente foi interpretado como indicador de temperatura superficial marinha (TSM) e, por isso, o componente 1 é referido como Temperatura Superficial Marinha. Para o componente 2, o maior peso foi atribuído às espécies *G. glutinata* e *G. bulloides* (negativamente) e subordinadamente para a espécie *G. inflata* (positivamente). Segundo as preferências ecológicas dessas espécies, este componente foi interpretado como indicador de espessura da camada de mistura; desta forma, o componente 2 é referido como Espessura da Camada de Mistura.

Tabela 3. Componentes, autovalores e percentual de variância para o testemunho KF-18.

PC	Autovalor	% variância
1	129.605	46.358
2	633.188	22.648
3	227.572	8.1399
4	195.489	6.9923
5	145.351	5.199
6	10.057	3.5972
7	707.623	2.531
8	368.789	1.3191
9	304.494	1.0891
10	226.478	0.81007
11	173.482	0.62052
12	0.779064	0.27866
13	0.70517	0.25223
14	0.357935	0.12803
15	0.104373	0.037332

Tabela 4. Componentes, autovalores e percentual de variância para o testemunho KF-16.

PC	Autovalor	% variância
1	128.374	43.437
2	53.752	18.187
3	417.799	14.137
4	244.348	8.2677
5	159.777	5.4062
6	125.813	4.257
7	883.882	2.9907
8	298.393	1.0096
9	274.095	0.92743
10	228.291	0.77244
11	132.999	0.45001
12	0.425819	0.14408
13	0.0417287	0.014119

Tabela 5. Contribuição das espécies para os componentes, testemunho KF-18.

Parâm./spp	CP 1	CP 2	CP 3	CP 4
TSM	0.55898	0.24914	0.10957	-0.51313
<i>G. conglobatus</i>	-0.27828	0.24041	0.11455	-0.3225
<i>G. ruber 'rosa'</i>	-0.077629	-0.04399	-0.54371	-0.42307
<i>G. ruber 'branca'</i>	0.9315	0.34404	0.011529	0.11236
<i>T. sacculifer</i>	-0.0098763	0.1446	-0.20462	-0.77073
<i>G. bulloides</i>	0.19453	-0.66278	0.0055289	-0.0478
<i>N. incompta</i>	-0.59383	0.011959	0.35601	0.33034
<i>N. dutertrei</i>	-0.56118	0.040255	0.22464	0.090667
<i>G. excelsa</i>	-0.18683	0.042103	0.13989	-0.23734
<i>G. truncatulinoides</i>	-0.32091	0.21296	-0.042906	-0.30704
<i>G. crassaformis</i>	-0.070419	0.27851	-0.23923	0.060289
<i>G. menardii</i>	-0.40123	0.0021315	0.79066	0.010472
<i>G. tumida</i>	0.0047396	0.12204	0.52947	-0.21167
<i>G. inflata</i>	-0.74195	0.52337	-0.27182	0.26875
<i>G. glutinata</i>	0.28873	-0.86827	-0.18753	0.28794

Tabela 6. Contribuição das espécies para os componentes, testemunho KF-16.

Parâm./spp	CP 1	CP 2	CP 3	CP 4
TSM	0.084088	0.034416	-0.037907	0.047312
<i>G. conglobatus</i>	-0.0026954	0.026561	-0.034144	-0.011517
<i>G. ruber 'rosa'</i>	0.045745	0.11085	-0.31227	0.55715
<i>G. ruber 'branca'</i>	0.84038	0.2029	0.29701	-0.14023
<i>T. sacculifer</i>	0.067882	0.13166	-0.16313	0.27741
<i>G. bulloides</i>	-0.026235	-0.434	-0.075186	0.32411
<i>N. incompta</i>	-0.45061	0.21767	0.69519	0.15465
<i>N. dutertrei</i>	-0.085381	0.062386	0.070248	0.072173
<i>G. excelsa</i>	-0.0026766	0.056982	-0.043703	0.025149
<i>G. truncatulinoides</i>	-0.015513	0.050172	-0.028521	0.044634
<i>G. menardii</i>	-0.14077	0.043319	0.13636	-0.41315
<i>G. inflata</i>	-0.21989	0.32115	-0.51837	-0.4659
<i>G. glutinata</i>	0.023263	-0.75955	0.03397	-0.25698

Matriz de Correlação Linear de Pearson

As matrizes de correlação linear de Pearson (figuras 47 e 48) foram geradas a partir das espécies com percentual médio superior a 1%, dos indicadores geoquímicos $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e teor de CaCO_3 , da razão PB, razão *Gb/Gr*, dos índices de fragmentação (IF) e de Shannon (H) e das estimativas de paleo-TSM a partir das redes neurais artificiais. As correlações mais importantes estão descritas logo abaixo.

- **$\delta^{13}\text{C}$:** apresentou correlação positiva com CaCO_3 (0,4) e correlação negativa com a razão PB (-0,5 para o KF-18 e -0,6 para o KF-16);
- **$\delta^{18}\text{O}$:** exibiu correlação positiva com razão PB (0,5), *N. dutertrei* (0,4), *N. incompta* (0,5) e *G. inflata* (0,5) e correlação negativa com teor de CaCO_3 (-0,6);
- **Teor de CaCO_3 :** exibiu correlação positiva com o $\delta^{13}\text{C}$ (0,4), *G. bulloides* (0,5) e razão *Gb/Gr* (0,5) e correlação negativa com $\delta^{18}\text{O}$ (-0,6), razão PB (-0,5, KF-18 e -0,6, KF-16) e *G. inflata* (-0,4);
- **Razão PB:** mostrou correlação positiva com $\delta^{18}\text{O}$ (0,5), IF (0,7), *N. incompta* (0,4) e *G. inflata* (0,5) e correlação negativa com $\delta^{13}\text{C}$ (-0,5, KF-18 e -0,6, KF-16), teor de CaCO_3 (-0,5, KF-18 e -0,6, KF-16), *G. bulloides* (-0,5) e *G. glutinata* (-0,5, KF-18 e -0,4, KF-16);
- **Razão *Gb/Gr*:** apresentou correlação positiva com o teor de CaCO_3 (0,5) e *G. glutinata* (0,4);
- **Paleo-TSM:** expressou correlação positiva com *G. ruber* “branca” (0,6, KF-18 e 0,7, KF-16) e *T. sacculifer* (0,5) e correlação negativa com *N. incompta* (-0,7), *N. dutertrei* (-0,5) e *G. inflata* (-0,4);
- **IF:** mostrou correlação positiva com a razão PB (0,7) e com *G. inflata* (0,5) e correlação negativa com *G. bulloides* (-0,4) e *G. glutinata* (-0,5);
- **Índice de Shannon (H):** exibiu correlação positiva com *N. incompta* (0,4, KF-18 e 0,5, KF-16) e *N. dutertrei* (0,5, KF-18 e 0,4, KF-16) e *G. inflata* (0,4) e correlação negativa com *G. ruber* “branca” (-0,8) e paleo-TSM (-0,5);
- ***G. ruber* “branca”:** mostrou correlação positiva com a paleo-TSM (0,6, KF-18 e 0,7, KF-16) e correlação negativa com as espécies *G. inflata* (-0,4), *N. incompta* (-0,5) e *N. dutertrei* (-0,6, KF-18 e -0,4, KF-16) e com o índice de Shannon (H) (-0,8).

- ***G. bulloides***: expressou correlação positiva com o teor de CaCO_3 (0,5) e com *G. glutinata* (0,5, KF-18 e 0,4, KF-16) e correlação negativa com a razão PB (-0,5), IF (-0,4) e *G. inflata* (-0,5);
- ***G. inflata***: exibiu correlação positiva com o $\delta^{18}\text{O}$ (0,5), razão PB (0,5), IF (0,5), *N. incompta* (0,5), *N. dutertrei* (0,7), índice de Shannon (H) (0,4) e correlação negativa com o teor de CaCO_3 (-0,4), paleo-TSM (-0,4), *G. ruber* “branca” (-0,4), *G. bulloides* (-0,5) e *G. glutinata* (-0,6).
- ***G. glutinata***: apresentou correlação positiva com *G. bulloides* (0,4) e correlação negativa com a razão PB (-0,5) e com *G. truncatulinoides* (-0,4).

	$\delta^{18}O_p$	$\delta^{18}O_p$	$\delta^{18}O_p$	$\delta^{13}C_p$	$\delta^{13}C_p$	$\delta^{13}C_p$	CaCO ₃ (%)	Razão P/B	Razão B/R	Temp (°C)	I. Frag	Divers. (H)	G.cong	G.ruber 'r'	G.ruber 'b'	T.sac	G.bull	N.inc	N.dut	G.exc	G.trunc	G.crass	G.men	G.tum	G.infl	G.glut
$\delta^{18}O_p$	1																									
$\delta^{18}O_p$	0,7	1																								
$\delta^{13}C_p$	-0,4	-0,5	1																							
$\delta^{13}C_p$	-0,3	-0,2	0,4	1																						
CaCO ₃ (%)	-0,6	-0,6	0,4	0,3	1																					
Razão P/B	0,5	0,5	-0,6	-0,4	-0,5	1																				
Razão B/R	-0,3	-0,3	0,3	0,1	0,5	-0,4	1																			
Temp (°C)	-0,4	-0,4	0,1	0,1	0,1	-0,2	-0,2	1																		
I. Frag	0,3	0,4	-0,3	-0,2	-0,4	0,7	-0,3	-0,2	1																	
Divers. (H)	0,3	0,2	-0,1	-0,1	0,1	0,0	0,2	-0,3	0,0	1																
G.cong	-0,1	0,0	0,0	-0,1	0,2	0,2	-0,1	0,2	0,3	0,3	1															
G.ruber 'r'	0,2	0,1	-0,1	-0,1	-0,2	0,0	0,0	0,1	-0,3	0,2	-0,1	1														
G.ruber 'b'	-0,3	-0,2	0,0	0,1	-0,1	-0,2	-0,4	0,6	0,6	-0,2	-0,8	-0,2	0,0	0,0	0,88	1										
G.sac	0,1	0,1	-0,3	-0,2	-0,2	0,1	-0,2	0,1	-0,2	0,3	-0,1	0,2	0,1	0,3	0,0	-0,2	1									
G.bull	-0,4	-0,4	0,3	0,2	0,4	-0,5	0,8	0,0	-0,4	0,0	0,3	0,4	-0,1	-0,1	-0,5	-0,3	-0,2	1								
N.inc	0,5	0,5	-0,3	-0,3	-0,2	0,4	0,0	-0,7	0,3	0,5	0,3	0,5	0,1	0,0	-0,6	-0,1	-0,3	0,7	1							
N.dut	0,4	0,4	-0,2	-0,2	-0,1	0,3	0,0	-0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,2	0,1	-0,2	0,2	-0,3	0,2	0,3	0,4	1					
G.exc	0,2	0,3	-0,2	0,0	0,0	0,1	0,0	-0,3	0,0	-0,4	0,0	0,3	0,1	0,0	-0,2	0,1	-0,1	0,2	0,2	1						
G.trunc	0,4	0,4	-0,3	-0,1	-0,2	0,3	-0,2	-0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,1	-0,2	0,2	-0,3	0,2	0,3	0,4	1					
G.crass	-0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	-0,2	0,0	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	-0,1	-0,1	0,0	-0,2	-0,1	0,0	0,0	0,0	1				
G.men	-0,1	-0,1	0,0	0,0	0,3	-0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,2	0,3	0,2	0,1	-0,4	-0,3	-0,2	0,1	0,3	0,2	0,1	0,0	1			
G.tum	-0,1	-0,2	0,1	-0,1	0,1	0,0	-0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	-0,2	0,0	-0,2	-0,2	0,0	0,0	0,0	-0,1	-0,1	0,6	1		
G.infl	0,5	0,5	-0,1	-0,1	-0,4	0,5	-0,3	-0,4	0,5	0,4	0,2	0,0	0,2	0,0	-0,5	-0,1	-0,5	0,5	0,5	0,1	0,4	0,3	0,0	-0,1	1	
G.glut	-0,3	-0,2	0,2	0,1	0,3	-0,5	0,4	0,4	-0,1	-0,5	-0,1	-0,4	0,1	0,1	0,1	-0,2	0,5	-0,2	-0,3	-0,2	-0,4	-0,3	-0,1	-0,1	-0,6	1

Figura 47. Matriz de correlação linear de Pearson extraída para o testemunho KF-18.

$\delta^{18}\text{O}_b$	$\delta^{18}\text{O}_b$	$\delta^{13}\text{C}_b$	CaCO_3 (%)	Razão P/B	Razão B/R	Temp (°C)	I. Frag	Divers. (H)	G.cong	G.ruber 'r'	G.ruber 'b'	G.sac	G.bull	N.inc	N.dut	G.exc	G.trunc	G.men	G.infl	G.glut
1	1	0,05	0,25	0,25	0,47	0,01	0,26	0,01	0,59	0,01	0,02	0,82	0,83	0,01	0,01	0,00	0,26	0,20	0,02	0,03
$\delta^{13}\text{C}_b$	0,1	1	0,00	0,00	0,04	0,68	0,00	0,40	0,59	0,02	0,33	0,00	0,12	0,00	0,01	0,16	0,08	0,58	0,05	0,00
CaCO_3 (%)	-0,1	0,4	1	0,00	0,00	0,29	0,00	0,23	0,72	0,00	0,05	0,00	0,00	0,04	0,18	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00
Razão P/B	0,1	-0,6	-0,62	1	0,00	0,21	0,00	0,86	0,45	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00
Razão B/R	0,0	0,1	0,22	-0,25	1	0,00	0,09	0,00	0,05	0,89	0,00	0,00	0,00	0,01	0,14	0,00	0,18	0,78	0,19	0,00
Temp (°C)	-0,1	0,0	-0,06	0,07	-0,33	1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00
I. Frag	-0,1	-0,2	-0,24	0,32	-0,10	-0,28	1	0,00	0,21	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07	0,89	0,43	0,00	0,00	0,11
Divers. (H)	0,1	0,0	0,07	0,01	0,34	-0,49	0,23	1	0,00	0,84	0,00	0,63	0,18	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,28
G.cong	0,0	0,0	0,02	0,04	-0,11	0,22	0,07	0,19	1	0,05	0,60	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,00	0,88	0,00
G.ruber 'r'	0,1	-0,1	-0,20	0,26	0,01	0,32	-0,31	0,01	-0,12	1	0,41	0,00	0,16	0,00	0,60	0,06	0,00	0,00	0,38	0,00
G.ruber 'b'	-0,1	-0,1	-0,11	0,04	-0,54	0,68	-0,27	-0,79	-0,03	0,05	1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	0,02	0,00	0,00	0,62
G.sac	0,0	-0,2	-0,29	0,24	-0,26	0,46	-0,13	-0,03	0,14	0,40	0,26	1	0,00	0,00	0,22	0,00	0,06	0,00	0,61	0,00
G.bull	0,0	0,1	0,18	-0,22	0,87	-0,08	-0,22	0,08	-0,15	0,08	-0,18	-0,16	1	0,32	0,09	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00
N.inc	0,1	-0,3	-0,12	0,22	0,16	-0,69	0,24	0,51	-0,13	-0,16	-0,55	-0,32	-0,06	1	0,00	0,28	0,03	0,00	0,00	0,00
N.dut	0,2	-0,1	-0,08	0,15	0,09	-0,49	0,11	0,42	-0,15	0,03	-0,42	-0,07	-0,10	0,62	1	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00
G.exc	0,2	-0,1	-0,15	0,18	-0,17	-0,24	0,02	0,13	0,12	0,11	-0,03	0,22	-0,22	0,06	0,11	1	0,01	0,00	0,00	0,00
G.trunc	0,1	-0,1	-0,14	0,20	-0,08	-0,19	0,05	0,23	-0,12	0,20	-0,13	0,11	-0,11	0,13	0,23	0,15	1	0,22	0,00	0,00
G.men	-0,1	0,0	0,22	-0,08	-0,02	-0,10	0,32	0,37	0,17	-0,47	-0,31	-0,39	-0,16	0,26	0,00	-0,24	-0,07	1	0,91	0,12
G.infl	0,1	0,1	-0,14	0,22	-0,08	-0,30	0,33	0,38	0,01	0,05	-0,39	-0,03	-0,25	0,19	0,24	0,21	0,17	-0,01	1	0,00
G.glut	-0,1	0,3	0,29	-0,47	0,40	-0,20	-0,09	-0,06	-0,19	-0,25	-0,03	-0,27	0,45	-0,17	-0,29	-0,23	-0,40	-0,09	-0,31	1

Figura 48. Matriz de correlação linear de Pearson extraída para o testemunho KF-16.

DISCUSSÃO

Análise de Diversidade

Os valores mínimos, máximos e médios apresentados pelos índices de diversidade e riqueza de espécies, estimados para os dois testemunhos estudados, são muito próximos. No entanto, os valores ligeiramente mais elevados estimados para o testemunho KF-18 é um indicativo do aumento da diversidade dos foraminíferos planctônicos em direção *offshore*. As curvas do índice de Shannon (H) (figura 49) foram as que melhor representaram a dinâmica da diversidade dos foraminíferos planctônicos no Atlântico Sul Ocidental ao longo do período de estudo, pois evidenciou as principais características dos índices de diversidade sem exibir alta oscilação, facilitando, desta forma, a sua interpretação.

Figura 49. Índice de Shannon (H) extraído para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Estabilidade climática, ressurgência e queda na diversidade dos foraminíferos planctônicos

A margem continental brasileira é uma área tipicamente oligotrófica (Gaeta & Brandini, 2006), caracterizada pela presença efetiva da Água Tropical, uma massa de água quente e de salinidade elevada, que ocupa os primeiros 200 m da Corrente do Brasil (Silveira et al., 2000). Estas características são determinantes para o aumento da espessura da camada de mistura e da profundidade da termoclina, resultando em um ambiente mais oligotrófico, favorecido pela maior estabilidade climática, comuns aos EIM interglaciais. Sob estas condições, a diversidade dos

foraminíferos planctônicos tende a diminuir, conforme apontado pelo índice de Shannon (H) no intervalo 7c – 7a, nos subestágios 5c e 5a e no EIM 1 (figura 49). A consolidação de um clima mais estável resultaria em um ambiente com uma camada de mistura menos turbulenta e, por isso, mais estável e estratificada, prevenindo a proliferação de espécies e gêneros de *habitat* mais profundo, diminuindo a diversidade no Atlântico Sul Ocidental durante esses intervalos.

Os EIM interglaciais também são caracterizados pela incidência prolongada dos ventos de nordeste sobre a superfície da região de estudo (Lessa et al., 2017; Lessa et al., 2019), fundamental para a ocorrência de eventos de ressurgência costeira na margem sudeste do Brasil (Silveira et al., 2000). Além disso, estes estágios são caracterizados pelo fluxo mais moderado da Corrente do Brasil, devido ao fluxo mais intenso da AMOC (Chiessi et al., 2015), o que aumentaria a sua instabilidade e favoreceria a formação de vórtices, incrementando, desta forma, os eventos ressurgência da SACW (Silveira et al., 2000) no Atlântico Sul Ocidental.

O registro do aumento da intensidade da ressurgência na região de estudo ao longo do Pleistoceno é marcado pela presença abundante (>15%) do foraminífero planctônico *Globigerina bulloides* (Lessa et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2016; Santos et al., 2017b; Lessa et al., 2017; Lessa et al., 2019), que também têm sido amplamente utilizado como indicador de ressurgência em regiões do Mar Árabe (Peeters et al., 2002; Godad et al., 2011). Este valor é similar àqueles reportados nos sistemas de ressurgência como da Mauritânia, Benguela e Humboldt (20 – 40%) e do SW da Indonésia (15 – 30%) (Giraudeau et al., 1993; Kucera et al., 2005; Mohtadi et al., 2005, 2007). Os intervalos onde foram registrados aumento da intensidade da ressurgência na região de estudo (e.g., 9e, 7e, 5e e 3a) também foram marcados pela queda da diversidade dos foraminíferos planctônicos (figura 50). Estas características corroboram que foraminíferos planctônicos são abundantes em ambientes tipicamente oligotróficos, já que sua relação simbiótica com as algas fotossintetizantes é particularmente vantajosa em águas quentes e oligotróficas, onde a disponibilidade de alimentos e nutrientes é baixa, mas a luz é abundante (Kucera, 2007).

Figura 50. Índice de Shannon (H) (acima) e abundância relativa de *G. bulloides* (abaixo) para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Instabilidade climática e o aumento da diversidade dos foraminíferos planctônicos no Atlântico Sul Ocidental

A diversidade dos foraminíferos planctônicos no Atlântico Sul Ocidental aumentou significativamente durante os EIM glaciais 8 (8b), 6 (6e – 6d), EIM 4 e 3 (3b) e de maneira mais curta, porém intensa, nos subestágios interglaciais 7d, 5d e 5b (figura 49). O aumento significativo da diversidade dos foraminíferos planctônicos ao longo desses EIM glaciais e subestágios interglaciais, sugere o aumento da proliferação de espécies de *habitat* mais profundo em razão do aumento da turbulência na camada de mistura, comum a esses intervalos. Os estágios glaciais são caracterizados por condições climáticas mais rigorosas, sugerindo a maior frequência da passagem de frentes frias associadas ao aumento da incidência de ventos de sudoeste na região de estudo. O aumento da incidência de ventos de sudoeste e da passagem de frentes frias aumentaria a turbulência da camada de mistura, diminuindo a sua estratificação e aumentando a proliferação de espécies de *habitat* mais profundo (e.g. *G. truncatulinoides*, *G. excelsa* e *N. dutertrei*) (figura 51).

Além disso, o avanço da Frente Subtropical em direção ao equador, frequente durante os EIM glaciais, é capaz de alterar a composição da fauna dos foraminíferos planctônicos (Bard & Rickaby, 2009) e, no Atlântico Sul Ocidental, isto é corroborado, conforme observado neste estudo, a partir do registro do aumento de espécies transicionais à subpolares como *G. inflata* e *N. incompta*, respectivamente (figura 52).

Paralelamente ao aumento da ocorrência dessas espécies de águas mais frias, o Atlântico Sul Ocidental registrou um aquecimento durante os EIM glaciais que, de acordo com Pahnke & Sachs (2006), é um aspecto consistente das regiões de médias e baixas latitudes. O aquecimento do Atlântico Sul é consequência do redirecionamento de parte do calor não transportado para o hemisfério norte, em razão do enfraquecimento da AMOC. Com a AMOC mais fraca, o fluxo da Corrente Norte do Brasil também se enfraquece, diminuindo a pirataria de calor para o hemisfério norte (Chiessi et al., 2015). Por outro lado, o fluxo da Corrente do Brasil torna-se mais intenso, redirecionando o excesso de calor para o Atlântico Sul (Chiessi et al., 2015), aumentando consideravelmente a paleo-TSM na área de estudo e beneficiando as espécies de foraminíferos planctônicos mais adaptadas a essas condições (e.g. *G. ruber* e *T. sacculifer*) (figura 52).

Desta forma, o aumento da diversidade ao longo dos EIM glaciais, especialmente no subestágio 8b, no intervalo 6e – 6d, no EIM 4 e no subestágio 3b, pode ser explicado a partir do reconhecimento de três fatores: 1) condições ambientais mais turbulentas (favorecendo a proliferação de espécies de *habitat* mais profundo, e.g., *N. dutertrei*, *G. truncatulinoides*, *G. excelsa*); 2) avanço da Frente Subtropical (favorecendo a proliferação de espécies de águas mais frias, e.g. *N. incompta*, *G. inflata*) e 3) aumento da paleo-TSM em razão do redirecionamento do calor para o hemisfério Sul devido ao fortalecimento da Corrente do Brasil (favorecendo a proliferação de espécies de águas mais quentes, e.g., *G. ruber* e *T. sacculifer*). Ou seja, durante estes intervalos, o Atlântico Sul Ocidental registrou características comuns aos intervalos interglaciais (i.e., paleo-TSM elevadas) e glaciais (i.e., maior turbulência e avanço do sistema frontal) e isto parece ter assegurado o aumento da diversidade na área de estudo, já que favoreceu a proliferação de espécies comuns a esses dois padrões climáticos. Nos subestágios 7d, 5d e 5b, por outro lado, não foram registrados o aumento da paleo-TSM e o avanço da Frente Subtropical não foi tão efetivo quanto nos glaciais, porém o aumento da turbulência parece ter favorecido a

proliferação de espécies de *habitat* mais profundo, o que aumentou sensivelmente a diversidade dos foraminíferos planctônicos no Atlântico Sul Ocidental.

Figura 51. De cima para baixo: índice de Shannon (H), abundância relativa das espécies *G. truncatulinoides*, *G. excelsa* e *N. dutertrei* ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Figura 52. De cima para baixo: índice de Shannon (H), abundância relativa das espécies *G. inflata*, *N. incompta*, *G. ruber* 'branca' e *T. sacculifer* ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Análises Estatísticas

Projeção gráfica (Biplot)

De acordo com a análise de componentes principais, o aumento da abundância de *G. ruber* “branca”, e secundariamente *T. sacculifer* e *G. ruber* “rosa”, é favorecido por ambientes quentes e com uma espessa camada de mistura cobrindo a zona fótica (Figuras 53 e 54). Estas condições são típicas em estágios interglaciais, caracterizados por climas mais brandos e ambientes com temperaturas superficiais elevadas, sob predominância de ventos de nordeste. Ainda sob condições interglaciais, a diminuição da espessura da camada de mistura favoreceria o aumento da abundância das espécies *G. glutinata* e *G. bulloides*, esta última uma importante indicadora de ressurgência na margem continental brasileira (Lessa et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2016; Lessa et al., 2017; Lessa et al., 2019), sugerindo a ação prolongada de ventos de nordeste sobre a superfície da região de estudo provocando a ressurgência da SACW no Atlântico Sul Ocidental. Além disso, os intervalos interglaciais são caracterizados pelo estado mais intenso da AMOC, o que fortalece o fluxo da Corrente Norte do Brasil, mas, por outro lado, enfraquece o fluxo da Corrente do Brasil (Chiessi et al., 2015). Sob estas condições, o fluxo da Corrente do Brasil torna-se mais instável, provocando o seu meandramento e a formação de vórtices, que incrementam os eventos de ressurgência na margem continental brasileira (Silveira et al., 2000).

Segundo Lessa et al. (2017, 2019) o aumento da intensidade dos eventos de ressurgência, ou a expansão *offshore* do sistema de ressurgência costeira no Atlântico Sul Ocidental são típicos dos estágios interglaciais, caracterizados pela ação prolongada de ventos de nordeste. Além disso, esses autores concluíram que a excentricidade elevada dos estágios interglaciais ($> 0,033$) foi um fator dominante para a contribuição da expansão do sistema de ressurgência durante estes intervalos. No entanto, a projeção gráfica das espécies *G. glutinata* e *G. bulloides* junto ao eixo da componente 2, ou seja, valores próximo de zero ou tendendo a valores negativos para a componente 1 (figura 54), é um indicativo de que o aumento da intensidade da ressurgência no Atlântico Sul Ocidental não está limitado aos estágios interglaciais.

Figura 53. Os componentes principais que representam a variância no testemunho KF-18.

O aumento da abundância de *G. inflata*, e de modo suplementar *N. incompta*, seria favorecido sob condições climáticas mais rigorosas, típicas dos estágios glaciais, *i.e.*, com avanço do sistema Frontal, com temperaturas mais amenas e uma camada de mistura mais espessa. O aumento da espessura da camada de mistura seria ocasionado pelo empilhamento de águas oceânicas na margem continental brasileira em razão do aumento da passagem de frentes frias, como resultado da incidência mais frequente de ventos de sudoeste na região de estudo. Essas condições são favoráveis a proliferação de espécies de águas mais frias (*e.g.*, *N. incompta* e *G. inflata*) e de *habitat* mais profundo (*e.g.*, *N. dutertrei*), devido ao aumento da turbulência da camada de mistura e, conseqüentemente, da diminuição da estratificação, aumentando a disponibilidade de nutrientes acumulados na Profundidade de Máxima Clorofila para a zona fótica.

O empilhamento de águas oceânicas na margem continental da área de estudo e o conseqüente aumento da espessura dificultariam a penetração da SACW, de caráter mais frio e produtivo, na zona fótica, reduzindo a ocorrência de eventos de ressurgência no Atlântico Sul Ocidental. Além disso, durante os EIM glaciais, a diminuição da intensidade da AMOC também provoca a diminuição da intensidade da Corrente Norte do Brasil, porém o fluxo da Corrente do Brasil torna-se mais forte (Chiessi et al., 2015). O aumento da intensidade do fluxo da Corrente do Brasil diminuiria a sua instabilidade e, conseqüentemente, a formação de meandros e vórtices que

auxiliariam a impulsionar a ressurgência da SACW na área de estudo. No entanto, conforme indicado na análise de componentes principais, a ocorrência desses eventos não está limitada aos estágios interglaciais, sugerindo que os curtos verões glaciais e a breve, porém intensa, incidência de ventos de nordeste sobre a superfície da região de estudo podem ter provocado o aumento da intensidade da ressurgência durante os EIM glaciais no Atlântico Sul Ocidental.

Figura 54. Os componentes principais que representam a variância no testemunho KF-16.

Representação gráfica dos escores em função do tempo

A distribuição dos valores das componentes 1 (*Temperatura Superficial Marinha*) e 2 (*Espessura da Camada de Mistura*) desde o EIM 9 até o EIM 1 estão representados na figura 55. Estas representações gráficas apontaram que nos últimos 320 mil anos o Atlântico Sul Ocidental mostrou-se uma região quente, inclusive durante os EIM glaciais, e com uma espessa camada de mistura cobrindo a zona fótica, especialmente durante os intervalos glaciais. No entanto, em uma análise mais detalhada, nota-se que os EIM interglaciais também exibiram intervalos significativos com temperaturas amenas além de intervalos nos EIM glaciais registrando considerável diminuição da espessura da camada de mistura.

Os intervalos interglaciais caracterizados por temperaturas elevadas simultaneamente com uma espessa camada de mistura (7c – 7a, 5c – 5a e EIM 1) sugerem a maior estabilidade da coluna d'água, com a predominância da Água Tropical sobre a região de estudo, uma massa de água com salinidade e temperaturas elevadas (Silveira et al., 2000), cobrindo a zona fótica, tornando-a região de estudo mais oligotrófica. Por outro lado, os intervalos que exibiram queda na temperatura superficial junto a diminuição significativa da espessura da camada de mistura (9e, 9a, 5e e, mais brevemente, 7e) sugerem a diminuição da profundidade da termoclina e a penetração da SACW na zona fótica, impulsionando a produtividade superficial no Atlântico Sul Ocidental. De acordo com Lessa et al. (2017, 2019) esses intervalos são caracterizados pela incidência prolongada de ventos de nordeste sobre a superfície do mar e pela excentricidade elevada ($> 0,033$), fundamental para assegurar a expansão *offshore* do sistema de ressurgência costeira. Os EIM interglaciais também registraram intervalos de temperaturas superficiais mais amenas paralelamente ao aumento da espessura da camada de mistura (9b, 7d, 5d e 5b), sugerindo condições climáticas mais rigorosas e uma coluna d'água mais turbulenta, de maneira análoga aos intervalos glaciais.

O início dos EIM glaciais (8e, 6e e início do EIM 4) é caracterizado pela queda significativa da paleo-TSM, sugerindo a mudança no padrão climático da região de estudo, de condições mais brandas para condições mais rigorosas, com o avanço do sistema frontal em razão do aumento da intensidade dos Ventos de Oeste (Bard & Rickaby, 2009) e da frequência da passagem de frentes frias. O aumento da frequência da passagem de frentes frias é consequência do aumento da incidência de ventos de sudoeste na área de estudo que, por sua vez, provoca o empilhamento de águas oceânicas na margem continental sudeste brasileira, aumentando consideravelmente a espessura da camada de mistura (8c – 8c, 6e – 6c e EIM 4). Durante os EIM glaciais, a AMOC sofre uma queda na intensidade de seu fluxo, diminuindo significativamente o fluxo da Corrente do Brasil e, por outro lado, aumentando a intensidade do fluxo da Corrente do Brasil (Chiessi et al., 2015). Nesta situação, o fluxo mais intenso da Corrente do Brasil redirecionaria parte do calor não transportado para o hemisfério norte via Corrente Norte do Brasil para o Atlântico Sul, aumentando consideravelmente a paleo-TSM na área de estudo (8b, 6c, EIM 4 e EIM 2). O final do EIM 8 (8a) e do EIM 6 (6a) são marcados pela queda considerável da paleo-TSM, sugerindo o início da liberação de calor do hemisfério sul para o hemisfério norte em razão do fortalecimento da AMOC e do fluxo da Corrente Norte do Brasil. Por outro lado, o final desses

subestágios (Terminações III e II) são caracterizados pelo aumento abrupto na paleo-TSM. No entanto, no último estágio glacial este padrão é completamente distinto; a menor paleo-TSM foi registrada no subestágio 3c, em torno de 46,4 mil anos (Último Máximo Glacial Subtropical), seguido de um aquecimento até, aproximadamente, 20 mil anos. Este padrão é muito semelhante ao reportado por Pahnke & Sachs (2006) que observaram temperaturas mais amenas durante o subestágio 6a do que no UMG além do resfriamento em 47 mil anos e o aquecimento entre 47 – 23 mil anos.

Figura 55. Distribuição dos valores dos componentes principais ao longo do período de estudo, para os testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul); acima, o componente 1, interpretado como Temperatura Superficial Marinha e abaixo, o componente 2, interpretado como Espessura da Camada de Mistura.

Na margem continental brasileira, Santos et al. (2017) reportou o súbito resfriamento do Atlântico Sul subtropical entre 47 e 45 mil anos, seguido por um aquecimento constante através do fim do EIM 3 e EIM 2, sem registro de um mínimo durante o UMG. Recentemente, Dauner et al.

(2019) também reportou temperaturas mais frias durante o EIM 3 do que no EIM 4 na margem continental brasileira. Estas condições indicam que durante o EIM 4, enquanto que as altas latitudes passavam por condições glaciais plenas, o Atlântico Sul atuou como um reservatório de calor e sal, em razão do enfraquecimento da *AMOC*. No entanto, o mínimo registrado em 46,4 mil anos sugere liberação de calor do Atlântico Sul para o hemisfério norte através da Corrente Norte do Brasil, devido ao fortalecimento da *AMOC*. Apesar disso, o EIM 2 torna a exibir o aumento da paleo-TSM e o aumento da espessura da camada de mistura, sugerindo condições semelhantes às registradas no EIM 4, porém o EIM 1 exibiu uma diminuição da paleo-TSM embora a camada de mistura não tenha apresentado uma mudança tão significativa.

O aumento da espessura da camada de mistura durante os intervalos glaciais é um dos fatores que dificultam a ocorrência de eventos de ressurgência costeira na área de estudo, devido ao empilhamento de águas oceânicas em razão do aumento frequência da incidência de ventos de sudoeste no Atlântico Sul Ocidental. No entanto, a queda consistente da espessura da camada de mistura nos subestágios 6b e 3a, simultaneamente à queda considerável da paleo-TSM, sugere que durante os verões austrais a ação breve, porém intensa, de ventos de nordeste podem ter provocado a ocorrência de eventos de ressurgência durante os EIM glaciais, impulsionando a produtividade superficial no Atlântico Sul Ocidental.

O EIM 9

Este estudo notou que o EIM 9 pode ser classificado como um estágio fraco, tendo em vista que os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ a partir de foraminíferos bentônicos observadas principalmente ao longo do subestágio 9b são comparáveis aos valores estimados nos estágios glaciais. Além disso, este EIM é caracterizado por exibir grandes variações de paleo-TSM ($>3^\circ\text{C}$), provocada principalmente pela queda abrupta observada no subestágio 9b (figura 56). Estas características podem ajudar a explicar os valores tão reduzidos da abundância das espécies de águas mais quentes, *e.g.* *G. ruber* (branca e rosa), *T. sacculifer* e *O. universa*, sugerindo condições ambientais interglaciais bem atípicas (figura 57).

A ocorrência de *G. ruber* e *T. sacculifer* em águas quentes e oligotróficas é bem conhecida (Bé, 1977; Hemleben et al., 1989; Ravelo et al., 1990; Hilbrecht, 1996; Niebler et al., 1999). A distribuição vertical de *G. ruber* no Atlântico Sul é controlada pela espessura da camada de mistura, com os máximos desta espécie ocorrendo quando a camada encontra-se mais *profunda* tanto na margem leste (Ufkes et al., 1998; Ufkes & Kroon, 2012) quanto na margem continental brasileira (Sousa et al., 2014; Lessa et al., 2014). Além disso, a forma branca exibe maior afinidade por camadas de misturas mais profundas, enquanto que a forma rosa exibe picos de abundância em águas superficiais mais quentes (Sousa et al., 2014).

Os valores elevados da abundância de *G. ruber* na margem continental brasileira são indicativos da presença da TW (Lessa et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2016; Lessa et al., 2017; Lessa et al., 2019), uma massa d'água oligotrófica, caracterizada por temperatura acima de 20°C e salinidade maiores que 37, estando presente nos primeiros 200 metros da Corrente do Brasil (Silveira et al., 2000). O aumento na abundância de *G. ruber* (branca e rosa) na nossa margem está relacionada à maior profundidade da termoclina e da Profundidade Máxima de Clorofila, em condições de máxima salinidade ($> 36,5$), devido à presença do núcleo da Corrente do Brasil, e baixos índices de disponibilidade de biomassa fitoplanctônica (Sousa et al., 2014). A espécie *O. universa* também é conhecida por habitar a camada de mistura (Bé & Tolderlund, 1971; Bé et al., 1985; Sousa et al., 2014) e por exibir uma boa relação com salinidades elevadas (35,5 – 36) (Hilbrecht, 1996).

Figura 56. Curvas isotópicas do oxigênio (acima) e carbono (centro) da espécie bentônica *C. wuellerstorfi* e paleo-TSM (abaixo) referentes aos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

As formas branca e rosa de *G. ruber* são abundantes na Corrente do Brasil e no Giro Subtropical, já que são distintas por ocupar a porção mais superficial da coluna d'água (<50 metros) (Sousa et al., 2014; Lessa et al., 2014) e distribuída ao longo da margem continental pela CB (Boltovskoy et al., 1996). Atualmente na margem continental brasileira, a forma rosa da espécie *G. ruber* exibe picos de abundância em águas quentes (24 – 26°C) e superficiais (<20 m) e salinidade média estimada em 36,5 (Sousa et al., 2014). Esses autores também identificaram que *G. ruber* branca também exibe picos de abundância em profundidades inferiores a 20 m, mas

Figura 57. Paleo-TSM anual (topo) e abundâncias relativas das espécies de águas mais quentes; de cima para baixo: *G. ruber* 'branca', *G. ruber* 'rosa', *T. sacculifer* e *O. universa* (KF-18, vermelho KF-16, azul).

também apresenta máximos entre 40 – 60 m, e entre 80 – 100 m. Desta maneira, a queda das espécies de águas mais quentes (e.g., *G. ruber*) durante o EIM 9 é um indicativo da diminuição da presença da TW e de um ambiente menos oligotrófico, sugerindo a diminuição da espessura da camada de mistura, a diminuição das profundidades da termoclina e da Profundidade Máxima de Clorofila no Atlântico Sul Ocidental.

Paralelamente a queda dessas espécies quentes, o EIM 9 evidenciou o aumento significativo da espécie *G. bulloides*, de águas mais frias e produtivas, notado especialmente no intervalo 9e – 9c e no subestágio 9a (figura 58). O foraminífero planctônico *G. bulloides* é uma espécie espinhosa que habita a superfície de regiões frias com alta disponibilidade de biomassa fitoplanctônica e, por isso, é tipicamente associada a zonas de ressurgência (Hemleben et al., 1989; Sautter and Thunell, 1991; Hilbrecht 1996; Lessa et al., 2017). Desta forma, valores elevados de abundância de *G. bulloides* (>15%) em sedimentos marinhos têm sido amplamente utilizados como indicador de ressurgência tanto em regiões do Mar Árabe (Peeters et al., 2002; Godad et al., 2011) quanto na margem continental brasileira (Lessa et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2016; Lessa et al., 2017; Lessa et al., 2019), já que este valor é similar àqueles reportados nos sistemas de ressurgência como da Maurîtânia, Benguela e Humboldt (20 – 40%) e do SW da Indonésia (15 – 30%) (Giraudeau et al., 1993; Kucera et al., 2005; Mohtadi et al., 2005, 2007).

Como a presença abundante (>15%) de *G. bulloides* está relacionada à ressurgência da SACW na zona fótica, a razão *G. bulloides*/*G. ruber* (*Gb/Gr*) (figura 58) atua como um indicador da intensidade da ressurgência (Lessa et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2016; Lessa et al., 2017; Lessa et al., 2019). Desta forma, valores elevados da razão sugere a intrusão de águas frias (SACW) na camada superficial enquanto valores reduzidos sugerem a predominância de águas superficiais quentes (TW) (Conan et al., 2002; Toledo et al., 2008; Lessa et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2016; Lessa et al., 2017; Lessa et al., 2019).

O aumento da razão *Gb/Gr* ao longo do EIM 9 associado aos valores elevados de *G. bulloides* (acima de 20% no intervalo 9e – 9c e acima de 15% no 9a) é um indicativo da presença de águas mais frias e produtivas (SACW) aflorando na zona fótica da região de estudo durante estes períodos e, ao mesmo tempo, diminuindo a espessura da camada de mistura e a profundidade da termoclina (Lessa et al., 2019). Apesar dos valores relativamente elevados de paleo-TSM observados durante os intervalos de abundância de *G. bulloides*, Lessa et al. (2019) reportaram

Figura 58. Valores elevados da abundância relativa da espécie *G. bulloides* junto com a queda da abundância de *G. ruber* 'branca', resultando em valores elevados da razão *Gb/Gr* e valores relativamente reduzidos de paleo-TSM anual é um indicativo do aumento da intensidade da ressurgência no Atlântico Sul Ocidental (KF-18, vermelho KF-16, azul).

que durante o início do EIM 9 (9e – 9c) e a partir da segunda metade deste estágio isotópico (especialmente no 9a) as paleo-TSM subsuperficiais (100 m) encontravam-se abaixo de 18°C, que é a temperatura referente ao limite atual entre a *TW* e a *SACW* (Belem et al., 2013). O aumento da abundância de *G. bulloides* expressos nos dois registros é um indicativo consistente da expansão do sistema de ressurgências costeiras que, segundo Lessa et al. (2017, 2019), é comum aos estágios interglaciais e caracterizado pela alta excentricidade (>0,033) apresentada nestes EIM. Por outro lado, os fatores determinantes no aumento da abundância relativa de *G. bulloides* e da produtividade superficial marinha regional (termoclina mais rasa e afloramento de águas subsuperficiais mais frias na zona fótica), impactaram negativamente a proliferação das espécies de águas mais quentes e oligotróficas, como *G. ruber* (figura 58) e *T. sacculifer*.

Além do aumento de *G. bulloides*, o EIM 9 registrou o aumento significativo das espécies de águas mais frias *G. inflata* e *N. incompta*, ocorridos especialmente no subestágio 9b (figura 59). O foraminífero planctônico *G. inflata* é uma espécie dominante em ambientes transicionais a subantártico (Bé & Tolderlund, 1971; Boltovskoy et al., 1996; Niebler et al., 1999) enquanto que a espécie *N. incompta* exibe caráter transicional a subpolar (Hilbrecht, 1996; Darling et al., 2006), embora uma pequena porcentagem persista nos registros de plâncton e sedimentares das condições polares mais extremas (Pflaumann et al., 1996; Bauch et al., 2003). Neste estudo, o aumento da abundância destas espécies ocorreram, principalmente, nos intervalos glaciais e/ou nos intervalos onde foram registradas quedas na paleo-TSM e durante o EIM 9 estas espécies exibiram um aumento abrupto no subestágio 9b, sugerindo que este intervalo tenha apresentado condições análogas ao período glacial. O aumento da abundância dessas espécies parece ser um indicativo da migração, para norte, da Frente Subtropical (FST) e da zona subantártica provocado pelo aumento da intensidade dos Ventos de Oeste durante os glaciais (Caley et al., 2012; Caley et al., 2014) e, possivelmente, durante o subestágio 9b.

Outras espécies, menos abundantes que as citadas anteriormente, também exibiram aumento no subestágio 9b, são elas: *G. menardii*, *G. truncatulinoides* e *N. dutertrei* (figura 60). *G. menardii* é uma típica espécie tropical que ocupa a camada subsuperficial (abaixo de 100 m) e exibe preferência por ambientes quentes e salinidade normal (Hilbrecht, 1996). Porém o que mais chama a atenção é o aumento das outras duas espécies. *G. truncatulinoides* é uma espécie conhecida por preferir ambientes caracterizados por baixos gradientes verticais de temperatura e

condições de estratificação como as encontradas no inverno, quando comparadas às do verão (Hemleben et al., 1989; Hilbrecht, 1996). De acordo com esses autores, a preferência por gradientes verticais no inverno ocorre devido ao seu conhecido ciclo ontogenético anual; *G. truncatulinooides* é uma espécie que ocupa águas profundas que ascende até as profundidades mais rasas durante seu período de reprodução no inverno. A migração através da coluna d'água deve consumir bem menos energia quanto menor for o gradiente vertical (Hilbrecht, 1996). Logo uma coluna d'água mais turbulenta e, conseqüentemente, menos estratificada explicaria o aumento da abundância desta espécie durante o subestágio 9b.

Figura 59. Abundâncias relativas das espécies indicadoras do avanço da Frente Subtropical e da Zona Subantártica em direção ao equador, *G. inflata* (acima) e *N. incompta* (centro) e paleo-TSM anual (abaixo) (KF-18, vermelho; KF-16, azul).

A espécie *N. dutertrei* é uma espécie que vive em uma grande variação de ambientes tropicais e subtropicais, podendo ocorrer como um raro componente em associações faunísticas transicionais à polares (Hilbrecht, 1996). *N. dutertrei* é conhecida por sua ocorrência próximo da Profundidade Máxima de Clorofila (Fairbanks et al., 1980; Fairbanks & Wiebe, 1980). É uma espécie comum em ambientes produtivos tropicais, incluindo as margens oceânicas, em contraste com *G. bulloides* e *G. glutinata* que preferem massas d'água mais frias (Hilbrecht, 1996). Um dos aspectos ecológicos mais interessantes desta espécie é que ela parece aumentar sua abundância relativa onde a abundância de *G. bulloides* diminui (Hilbrecht, 1996) (figura 61).

Figura 60. Abundância relativa de *G. menardii* e das espécies indicadoras do aumento da turbulência da camada de mistura *G. truncatulinoides* e *N. dutertrei* (KF-18, vermelho; KF-16, azul).

Figura 61. Abundâncias relativas das espécies *N. dutertrei* (acima) e *G. bulloides* (abaixo), ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Atualmente, o fluxo de *N. dutertrei* exibe dois picos que coincidem com a diminuição da profundidade da isoterma de 18°C no Atlântico Sul Ocidental (Venancio et al., 2017). Segundo estes autores, parece que a abundância de *N. dutertrei* aumenta quando a termoclina está mais rasa, em acordo com o que estudos prévios já relataram sobre esta espécie e a dinâmica da termoclina (Ravelo et al., 1990). A diminuição da profundidade da termoclina implicaria na diminuição da profundidade da nutriclina, que poderia estimular o crescimento da população das espécies diretamente (fornecendo nutrientes aos seus simbiossitos) ou indiretamente (estimulando o crescimento do fitoplâncton) (Ravelo et al., 1990). De maneira análoga, a espécie *G. rubescens*, uma espécie frequente mas não abundante em massas de águas tropicais e subtropicais (Kennett & Srinivasan, 1983; Hilbrecht, 1996), foi reportada na margem continental brasileira como um indicador de águas neríticas (Lessa et al., 2014). Neste estudo, esta espécie exibe sua maior abundância no EIM 9, nos subestágios 9e e 9b.

Desta forma, o aumento significativo de *G. truncatulinoides* sugere que a coluna d'água esteve mais turbulenta durante o subestágio 9b, o que poderia ter diminuído a estratificação e, ao mesmo tempo, disponibilizado os nutrientes acumulados na Profundidade Máxima de Clorofila para a zona fótica, aumentando a abundância relativa de *N. dutertrei* e, subordinadamente, *G. rubescens*. A intensificação da turbulência, no entanto, parece estar relacionada ao aumento da passagem de frentes frias, em razão do aumento da incidência de ventos de sudoeste na região de estudo, inicialmente diminuindo a paleo-TSM e, posteriormente, aumentando a disponibilidade de nutrientes acumulados em profundidades subsuperficiais para a zona fótica durante o subestágio 9b.

Este estudo também utilizou a razão PB como um indicador de paleoprodutividade (Berger & Diester-Haas, 1988), já que o aumento da abundância dos foraminíferos bentônicos na margem continental é governada pelo fornecimento de alimento até o fundo oceânico (Fariduddin & Loubere, 1997), que é função da profundidade (diminui com o aumento da profundidade) e da proximidade com a costa (superprodutividade através da mistura entre massas de água, ressurgência e turbulência na plataforma) (Berger & Diester-Haas, 1988). Os maiores valores da razão PB (aumento na abundância dos foraminíferos bentônicos) observados na região de estudo ocorreram nos estágios glaciais e no subestágio 9b, que é mais facilmente observado no testemunho KF-18 (figura 62). Como este testemunho foi recuperado de uma região mais *offshore* que o KF-16, sua fauna bentônica torna-se mais sensível a qualquer alteração (aumento) no fornecimento de alimento até o fundo oceânico. O abrupto aumento da razão PB durante o subestágio 9b é mais uma característica em comum que este subestágio tem com os intervalos glaciais.

A variação da abundância dos foraminíferos bentônicos ao longo dos ciclos glaciais-interglaciais também é fortemente influenciado pela variação do fluxo de matéria orgânica até o fundo oceânico durante o Pleistoceno. Em um estudo sobre a resposta dos foraminíferos bentônicos de águas profundas às mudanças na paleoprodutividade durante o Pleistoceno no Atlântico Sul Ocidental, Almeida et al. (2015) reportaram que o fluxo de matéria orgânica durante os estágios glaciais foi maior do que nos estágios interglaciais. Isto resultou em uma maior taxa de acumulação dos foraminíferos bentônicos durante a maioria dos intervalos glaciais, indicando maior distribuição de matéria orgânica no fundo oceânico nesses estágios. Ainda de acordo com

esses autores, um dos principais fatores que contribuiu para o aumento da produtividade superficial e interferiu no aumento da abundância dos foraminíferos bentônicos foi o aumento da influência da pluma do Rio da Prata, a partir da maior expansão para norte da Corrente das Malvinas durante os glaciais, associada a um nível do mar mais baixo. Rodrigues et al. (2018) estudaram a variação das espécies de foraminíferos bentônicos infaunais e epifaunais do setor norte da Bacia de Pelotas nos últimos 112.500 anos como indicadores do fluxo de matéria orgânica e concluíram que a tendência de aumento das espécies epifaunais do EIM 5 ao EIM 3 é uma evidência do aumento da produtividade superficial durante os estágios glaciais.

Figura 62. A variação da Razão PB é um indicativo da variação da disponibilidade de matéria orgânica para o fundo oceânico na área de estudo em razão do aumento da influência da pluma do Rio da Prata a partir da maior expansão para norte da Corrente das Malvinas, especialmente durante os glaciais, associado a um nível do mar mais baixo (KF-18, vermelho; KF-16, azul).

Dentre os EIM interglaciais compreendidos neste estudo, o EIM 9 exibiu um padrão diferente dos demais sob várias perspectivas, principalmente devido as características do subestágio 9b, que muito se assemelha a um glacial: alto $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$ e baixo $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, valores mais reduzidos de paleo-TSM, queda da abundância das espécies de águas mais quentes simultânea à presença massiva de espécies frias e aumento abrupto na abundância de foraminíferos bentônicos. Este padrão observado no EIM 9 pode ser, ainda, um reflexo, ou o último vestígio, da reorganização da circulação superficial do oceano Atlântico Sul durante o *Mid-Brunhes Event (MBE)*, uma

transição climática global que aumentou a amplitude dos ciclos glaciais-interglaciais (Berger & Wefer, 2003).

O *Mid-Pleistocene Transition (MPT)* teve início em 1.025 *ka* e terminou em 700 *ka*, onde se deu o início das grandes variabilidades glaciais; o período centrado em 400 *ka* corresponde ao *MBE*, a mais importante mudança climática nos últimos 800 mil anos e caracteriza-se pelo aumento das variações do volume de gelo conduzindo os quatro grandes ciclos glaciais-interglaciais de 100-*ka* desde então até o presente, que ocorreu entre os MIS 13 e 11 (PAGES, 2016). Apesar de as informações a respeito da circulação superficial do Oceano Atlântico Sul pré-*MBE* serem escassas, alguns estudos mostraram que as frentes Subtropical, Subantártica e Polar estavam deslocadas mais para norte (Becquey & Gersonde, 2002). Se assumirmos que o EIM 9 representa um vestígio da reorganização da circulação superficial do oceano Atlântico Sul durante o *MBE*, com base nas evidências apresentadas neste estudo, isto explicaria porque este estágio isotópico exibe características tão diferentes dos demais interglaciais.

O EIM 8

O EIM 8 é caracterizado por valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ relativamente elevados, especialmente ao longo dos subestágios 8c e 8a, separados por uma curta, porém significativa, mudança em direção aos menores valores, caracterizando, desta maneira o subestágio 8b. A curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ exibiu valores relativamente reduzidos durante os subestágios 8c e 8a separados pela maior queda nos valores isotópicos em todo o período abordado neste estudo, definindo, assim, o subestágio 8b. As paleo-TSM estimadas neste período, no entanto são relativamente elevadas, principalmente devido ao aumento considerável observado ao longo deste subestágio (figura 56).

Os intervalos glaciais exibem maior força especificamente no período imediatamente antes das Terminações, identificado como a fase mais fria de um glacial (Lang & Wolff, 2011). Estes autores sugerem que um máximo glacial particularmente forte (fraco) é indicativo de um forte (fraco) pico interglacial pós-Terminação. O glacial EIM 8, no entanto, é classificado como fraco, antecipando-se ao fraco interglacial MIS 7 (Lang & Wolff, 2011). De acordo com estes autores, valores glaciais mais fortes ocorreram por volta de 270 mil anos, aproximadamente 15 – 20 mil anos antes do mínimo pré-Terminação.

O início deste glacial é caracterizado pela redução da paleo-TSM, indicando a transição das condições climáticas mais brandas registradas no subestágio 9a, para as condições mais rigorosas durante o glacial, sugerindo o aumento da intensidade dos ventos de sudoeste em decorrência do aumento da passagem de frentes frias no Atlântico Sul Ocidental. O subestágio 8c é caracterizado pelo aumento significativo da abundância das espécies de águas mais frias *G. inflata*, *N. incompta* e *G. truncatulionoides*, que exibiram seus valores mais elevados do EIM 8 neste subestágio (figura 63). Além dessas espécies, *N. dutertrei* e *G. excelsa* também exibiram aumentos significativos de suas abundâncias neste subestágio. Como a migração mais para norte da Frente Subtropical é indicado pela mudança na fauna dos foraminíferos planctônicos (Rau et al., 2002; Gersonde et al., 2003; Peeters et al., 2004; Gersonde et al., 2005; Bard & Rickaby, 2009; Martinez-Mendez et al., 2010), o aumento significativo da abundância de *G. inflata* e, principalmente, *N. incompta*, é um indicativo do deslocamento mais para norte da Frente Subtropical, que tem a sua latitude controlada pela intensidade dos Ventos de Oeste, mais fortes durante os glaciais (Bard & Rickaby, 2009; Caley et al., 2012; Caley et al., 2014).

Condições de inverno prolongados durante o glacial, com predominância de ventos de sudoeste e passagens frequentes de frentes frias podem ter aumentado a turbulência da camada de mistura, diminuindo a estratificação e disponibilizando, para a zona fótica, os nutrientes acumulados na Profundidade Máxima de Clorofila, refletido no aumento significativo da abundância de *N. dutertrei* e de *G. truncatulionoides*. Além disso, o aumento considerável na abundância dos foraminíferos bentônicos, apontado pelo aumento significativo da razão PB, é um indício do avanço da Pluma do Rio da Prata durante o subestágio 8c (figura 62). De acordo com Almeida et al. (2015) um dos principais fatores que contribuiu para o aumento da produtividade superficial e interferiu no aumento da abundância dos foraminíferos bentônicos foi o aumento da influência da pluma do Rio da Prata, a partir da maior expansão para norte da Corrente das Malvinas durante os glaciais, associada a um nível do mar mais baixo. A queda na abundância dessas espécies no subestágio seguinte, pode ser um indicativo da diminuição da intensidade dos ventos de sudoeste incidindo sobre a região de estudo, diminuindo a turbulência da camada de mistura, aumentando a profundidade da termoclina e da Profundidade de Máxima Clorofila, o que explicariam a diminuição na abundância de *G. truncatulionoides* e *N. dutertrei*.

Figura 63. De cima para baixo: abundâncias relativas das espécies indicadoras do avanço da Frente Subtropical e da Zona Subantártica, *G. inflata* e *N. incompta*, e das espécies indicadoras de turbulência da camada de mistura, *G. truncatulinoides* e *N. dutertrei* (KF-18, vermelho; KF-16, azul).

O padrão de paleo-TSM registrado no intervalo compreendido entre o final do subestágio 8c e o subestágio 8b exibiu uma característica totalmente distinta, pois foi marcado pelo aumento significativo da paleotemperatura tanto em superfície, como observado neste estudo, quanto em subsuperfície (100 m) (Lessa et al., 2019). Além disso, esta elevação na paleo-TSM é acompanhada pelo aumento considerável das espécies de águas mais quentes *G. ruber* (branca e rosa), *T. sacculifer*, *O. universa* (figura 57), *P. obliquiloculata* e *S. dehiscens* (figura 64). O foraminífero planctônico *P. obliquiloculata* é uma espécie tipicamente tropical a subtropical que exibe uma estreita relação com as condições de verão e o seu *habitat* profundo explica sua forte relação com elevadas temperaturas subsuperficiais (Hilbrecht, 1996). *S. dehiscens* é uma rara espécie tropical conhecida por exibir forte relação com as condições de verão e com a salinidade, fazendo desta espécie um indicador deste parâmetro (Hilbrecht, 1996). A estreita relação desta espécie com a elevada temperatura subsuperficial (200 m) e a preferência por baixa estratificação durante o verão, sugere uma maior profundidade de *habitat* possivelmente associada a fase de reprodução desta espécie (Hemleben et al., 1989). Como a variação do sinal do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ ao longo dos ciclos glaciais-interglaciais ocorre em função das mudanças no padrão de circulação oceânica global ao longo destes ciclos (Duplessy et al., 1988; Bickert et al., 1997; Curry & Oppo, 2005), o súbito aumento na abundância das espécies quentes e da paleo-TSM paralelamente à maior queda nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ podem estar associados ao enfraquecimento da AMOC durante o subestágio 8b (figura 56).

Sabe-se que os intervalos de retenção de calor no hemisfério sul em função da diminuição da pirataria de calor para o HN foram provocadas pela diminuição da intensidade da AMOC, relacionado à mudanças na transferência de águas superficiais e subsuperficiais quentes e salinas do Oceano Índico para o Oceano Atlântico Sul (Barker et al., 2009). O intercâmbio entre bacias oceânicas é um processo fundamental no controle das propriedades das massas d'água no Atlântico Sul (Poole & Tomczak, 1999). Estima-se que, atualmente, aproximadamente 15 sverdrup (Sv) ($1 \text{ Sv} = 1 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (Richardson, 2007) seja transferida do Oceano Índico para o Atlântico Sul através do *Agulhas Leakage*, comparado com o transporte médio de 70 Sv (Bryden et al., 2005) da Corrente das Agulhas. A entrada dessas massas d'água no Atlântico Sul ajudam a equilibrar o fluxo da NADW em grandes profundidades (Broecker, 1991) além de influenciar na formação desta massa d'água (Weijer et al., 2002). As mudanças na magnitude e intensidade da *Agulhas Leakage*

ao longo dos ciclos glaciais-interglaciais influenciaram as propriedades das massas d'água superficiais e subsuperficiais no Atlântico Sul alterando, conseqüentemente, a intensidade da AMOC (Peeters et al., 2004). Desta forma, a diminuição da intensidade da *Agulhas Leakage* é atribuída aos intervalos glaciais (Bard & Rickaby, 2009).

Figura 64. Paleo-TSM (acima) e abundâncias relativas das espécies *P. obliquiloculata* (centro) e *S. dehiscens* (abaixo), conhecidas por sua relação com temperaturas subsuperficiais elevadas, exibindo aumento abrupto no subestágio 8b (KF-18, vermelho; KF-16, azul).

Aumentos na paleo-TSM em registros da margem continental nordeste do Brasil foram associados a diminuição da intensidade da AMOC durante eventos milenares do hemisfério norte (Weldeab et al., 2006). O enfraquecimento da AMOC durante a Terminação 1 provocou grandes alterações na temperatura superficial marinha no Atlântico Sul Ocidental, assim como da temperatura média do ar sobre a América do Sul (Chiessi et al., 2015). Estes autores sugerem que o transporte da Corrente do Brasil teria se intensificado enquanto que o transporte da Corrente Norte do Brasil teria se enfraquecido durante os eventos de enfraquecimento da AMOC. Desta forma, a camada superficial da Corrente do Brasil atuaria como um importante condutor e armazenador de parte do calor e sal que não foi transportado para o Hemisfério Norte durante os períodos de menor intensidade da AMOC, diminuindo a pirataria de calor do HS para o HN e aumentando a temperatura superficial do Atlântico Sul Ocidental (Chiessi et al., 2015; Santos et al., 2017). Essas mudanças na temperatura superficial marinha não foi um fator reconhecido somente no Atlântico Sul Ocidental, mas também na porção mais ao sul do leste do Atlântico Sul, sugerindo um amplo padrão evolutivo da temperatura superficial marinha de todo o Atlântico Sul durante a Terminação 1 (Chiessi et al., 2015).

Desta forma, essas características sugerem que a região de estudo caracterizou-se como um reservatório de calor e sal durante o subestágio 8b que, devido ao enfraquecimento da AMOC, ocasionou grandes mudanças na temperatura superficial marinha. O aumento na paleo-TSM foi, possivelmente, provocado pelo fortalecimento da Corrente do Brasil que, devido ao enfraquecimento da Corrente Norte do Brasil (Chiessi et al., 2015), teria redirecionado o excesso de calor para o Atlântico Sul durante esse período, refletido pelo aumento das espécies de águas quentes *G. ruber* (branca e rosa), *T. sacculifer* e *O. universa*.

O aumento da paleotemperatura superficial e, principalmente, subsuperficial (Lessa et al., 2019) foi refletido pelo aumento abrupto das espécies *P. obliquiloculata* e *S. dehiscens*, que são espécies de *habitat* mais profundo e exibem forte relação com as condições de verão e, por isso preferem ambientes com baixa estratificação na coluna d'água e temperaturas subsuperficiais elevadas (Hilbrecht, 1996). Além disso, a primeira metade do EIM 8 foi onde ocorreram as maiores acumulações de foraminíferos bentônicos (figura 62), indicando o avanço da Pluma do Rio da Prata a partir da maior expansão para norte da Corrente das Malvinas durante os glaciais, associada a um nível do mar mais baixo (Almeida et al., 2015), sugerindo uma maior distribuição de matéria

orgânica para o fundo oceânico (Almeida et al., 2015; Rodrigues et al., 2018). O aumento da abundância dos foraminíferos bentônicos durante o subestágio 8b é um indicativo de mudanças na produtividade primária nas águas superficiais que, sob influência da Pluma do Rio da Prata, aumentou a quantidade de matéria orgânica distribuída até o fundo oceânico (Almeida et al., 2015).

Assim como no início do 8c, o subestágio 8a é marcado, novamente, por paleo-TSM reduzidas, pela queda significativa da abundância das espécies *G. ruber* (branca e rosa), *T. sacculifer*, *P. obliquiloculata*, *O. universa* e *S. dehiscentis* e pelo aumento do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, sugerindo o início do fortalecimento da AMOC, quando o Atlântico Sul Ocidental começaria a deixar de atuar como um reservatório de calor e sal. O início do fortalecimento da AMOC daria início à migração da ZCIT mais para norte, aumentando a intensidade do transporte da Corrente Norte do Brasil, a transferência de calor e sal para o Hemisfério Norte e, conseqüentemente, a pirataria de calor. Desta forma, o início do aumento da intensidade da AMOC teria resfriado o Atlântico Sul Ocidental durante o subestágio 8a, indicado pela queda significativa da paleo-TSM na região de estudo. Além disso, a queda da razão PB é um indicativo de que a pluma do Rio da Prata diminuiu drasticamente sua influência sobre a produtividade no Atlântico Sul Ocidental durante este período. Além do mais, a diminuição da abundância das espécies de águas mais frias neste subestágio, em relação ao 8c, sugere a diminuição da intensidade dos ventos de sudoeste e a retração, para sul, da Frente Subtropical durante o subestágio 8a.

O EIM 7

O EIM 7 é caracterizado por valores reduzidos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$, especialmente ao longo dos subestágios 7e, 7c, 7b e 7a. No entanto, o subestágio 7d caracteriza-se por valores muito elevados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$, comparáveis aos intervalos glaciais, o que levou ao estabelecimento de uma terminação extra, a Terminação IIIA (Cheng et al., 2009). As paleo-TSM exibiram valores relativamente reduzidos no intervalo entre o fim do subestágio 7e e a Terminação IIIA, enquanto que os valores mais elevados foram observados a partir da T-IIIA até o subestágio 7a (figura 56). O padrão observado na paleo-TSM neste estudo foi o mesmo encontrado por Lessa et al. (2019) nas estimativas de paleo-TSM subsuperficiais (100 m), ou seja, valores subsuperficiais mais reduzidos

(< 18°C) entre o fim do subestágio 7e e a T-IIIa, em oposição aos valores bem mais elevados a partir da T-IIIa até o fim do EIM 7.

Na análise do MIS 7, Lang & Wolff (2011) identificaram que este estágio exibe três picos no qual o primeiro (7e), geralmente considerado um interglacial pleno, é relativamente fraco em diversos registros, mas os dois subsequentes (7c e 7a) exibiram padrões de um interglacial pleno. As implicações para isto são que durante o subestágio 7b alguns registros passaram por condições semelhantes ao glacial e que, os subestágios 7e e 7c são separados por um período (7d) que é muito semelhante a um glacial pleno em quase todos os aspectos (Lang & Wolff, 2011). O intervalo de duração do subestágio 7b é um dos mais curtos dentre todos os subestágios compreendidos neste estudo (Raisack 2015), no entanto foi capaz de registrar um breve aumento na abundância de *G. inflata* e da razão PB (figura 65), sugerindo um avanço, para norte, da Frente Subtropical e o aumento da influência da Pluma do Rio da Prata no Atlântico Sul Ocidental. Estas características do subestágio 7b são típicas dos ambientes glaciais na região de estudo e, por isso, corroboram o que fora observado por Lang & Wolff (2011), porém a intensidade desses eventos foi relativamente menor que os registrados durante subestágio 7d e durante os estágios glaciais.

O subestágio 7e é marcado pela alta abundância de *G. bulloides* ocorrendo em paralelo com valores relativamente reduzidos da abundância de *G. ruber* (branca) (figura 58). O aumento da razão *Gb/Gr* associados aos valores elevados da abundância de *G. bulloides* (> 20%) é um indicativo da intrusão das águas subsuperficiais mais frias (SACW) penetrando na zona fótica (Lessa et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2016). Os valores elevados da abundância relativa de *G. bulloides* (> 20%) no subestágio 7e são comparáveis aos valores encontrados no sistema de ressurgência de Cabo Frio atualmente (Lessa et al., 2014, 2019). Considerando que durante esse subestágio a paleo-TSM subsuperficial (100 m) encontrava-se abaixo de 18°C (Lessa et al., 2019), que é o limite atual entre a TW e a SACW (Belem et al., 2013), é possível afirmar que eventos de ressurgência atuaram no Atlântico Sul Ocidental durante o subestágio 7e (Lessa et al., 2019). Como a abundância relativa de *N. dutertrei* costuma aumentar quando a abundância de *G. bulloides* diminui (Hilbrecht, 1996), o final do subestágio 7e é marcado pelo aumento significativo da *Neogloboquadrina*, quando a abundância de *G. bulloides* começa a diminuir (figura 61).

A ocorrência da expansão *offshore* do sistema de ressurgência costeira modulada pela alta excentricidade ($\geq 0,033$) elevando a abundância de *G. bulloides* já foi reportada durante o EIM 5

(Lessa et al., 2017). Posteriormente, Lessa et al. (2019) mostraram que esse padrão foi comum ao longo dos demais estágios interglaciais caracterizados pela alta excentricidade ($> 0,033$), com picos de abundância de *G. bulloides* ocorrendo de forma mais notável nos EIM 9, 7 e 5 em paralelo aos máximos aquecimentos já alcançados no início de cada estágio quente. Apesar disso, os eventos de ressurgência registrado no subestágio 7e parece não ter se expandido de forma tão evidente quanto nos demais interglaciais. O aumento significativo da abundância de *G. bulloides* no EIM 7, observado no subestágio 7e, foi registrado somente no testemunho KF-16 ($> 20\%$), enquanto que o testemunho mais distante da costa (KF-18) registrou valores máximos de abundância bem abaixo daqueles que caracterizam o sistema de ressurgência de Cabo Frio atualmente (*i.e.*, $<15\%$) (Lessa et al., 2014; Lessa et al., 2017).

Figura 65. O aumento da abundância relativa da espécie *G. inflata* (acima) e da razão PB (abaixo) é um indicativo do avanço da Frente Subtropical em direção ao equador e do aumento da disponibilidade de matéria orgânica para o fundo oceânico em razão do aumento da influência da Pluma do Rio da Prata, na região de estudo. Esta combinação de fatores é mais frequente durante os EIM glaciais; no entanto os subestágios 9b, 7d, 5d e 5b indicaram que os intervalos interglaciais estão propensos à estas condições, com a mesma intensidade, porém de modo mais breve (KF-18, vermelho; KF-16, azul).

O aumento significativo da abundância de *G. bulloides* registrado somente no testemunho mais próximo à costa é um indicativo de que o sistema de ressurgência de Cabo Frio não apresentou uma expansão *offshore* durante o subestágio 7e, como observado no EIM 9 (Lessa et al., 2019) e EIM 5 (5e) (Lessa et al., 2017), por exemplo, corroborando o que fora observado por Lang & Wolff (2011), que classificou o EIM 7 como um interglacial fraco. De acordo com estes autores, o primeiro pico deste estágio isotópico (subestágio 7e), geralmente considerado um interglacial pleno, é relativamente fraco em diversos registros marinhos e terrestres ao redor do globo. O intervalo interglacial mais fraco como o EIM 7 não promoveu um subestágio 7e tão quente quanto o 5e, por exemplo, e por isso, não promoveu uma melhoria climática rápida e de grande magnitude após um estágio glacial (Lang & Wolff, 2011). Isto sugere que durante o EIM 7 (7e) os verões não foram tão intensos e os episódios de ventos de nordeste não foram tão prolongados conforme observado nos interglaciais EIM 9 (9e) e 5 (5e), resultando em eventos de ressurgência com intensidades relativamente menor e, por isso, não se expandiu na mesma intensidade que os observados nos subestágios 9e e 5e, mesmo exibindo valores elevados de excentricidade ($>0,033$) (Lessa et al., 2019).

O subestágio 7d é reconhecido pelo aumento contínuo de *N. dutertrei* simultaneamente a queda na abundância de *G. bulloides* (figura 61). Como a ocorrência de *N. dutertrei* é associada a Profundidade Máxima de Clorofila (Fairbanks et al., 1980), o aumento de sua abundância pode ser um indicativo do aumento da turbulência da camada de mistura associado ao aumento da incidência de ventos de sudoeste na região de estudo, disponibilizando os nutrientes acumulados nessa camada para a zona fótica beneficiando esta e outras espécies comuns por ocupar esta posição na coluna d'água (*e.g.*, *G. menardii* e *G. tumida*). Além dessas, determinadas espécies de águas mais frias aumentaram sua abundância neste subestágio, *e.g.*, *G. inflata* e *N. incompta* e, de forma mais discreta, *G. truncatulinoides* (figura 63).

O aumento na abundância das espécies de caráter transicional a subpolar *G. inflata* e *N. incompta* (Hilbrecht, 1996) na região de estudo é interpretada, neste estudo, como consequência do avanço da Frente Subtropical mais para norte em decorrência do aumento dos Ventos de Oeste, mais comum durante os estágios glaciais. Sob essa perspectiva, o aumento da frequência da passagem de frentes frias em decorrência do aumento da frequência dos ventos de sudoeste, ocasionaria o aumento da turbulência da camada de mistura e o empilhamento de águas sobre a

margem continental brasileira, inibindo o afloramento da SACW e a abundância de *G. bulloides*. O aumento na abundância de *N. dutertrei*, neste estudo, parece estar associada a Produção Regenerada, ou seja, aquela que é mantida pela reciclagem dos nutrientes na coluna d'água, enquanto que o aumento na abundância de *G. bulloides* está associada a Produção Nova, mantida a partir da entrada de nutrientes de fora da zona fótica, especialmente da ressurgência.

O abrupto aumento da abundância dos foraminíferos bentônicos é um indicativo da maior distribuição de matéria orgânica chegando até o fundo oceânico (Almeida et al., 2015; Rodrigues et al., 2018) durante o subestágio 7d (figura 62). O aumento significativo da razão PB, simultaneamente ao aumento das espécies de águas mais frias de caráter transicional a subpolar é um indicativo de que a Pluma do Río de la Plata impulsionou a produtividade na região de estudo ao longo do subestágio 7d, proporcionando para este intervalo um caráter muito semelhante à de um glacial. De acordo com Cheng et al. (2009), o conjunto de eventos que levaram o estabelecimento da Terminação III-A ocorreu um ciclo precessional após a T-III, que é provavelmente o resultado de uma baixa insolação incomum que rapidamente provocou a formação de grandes coberturas de gelo, seguida por uma insolação excepcionalmente alta que desencadeou o colapso. No entanto, valores elevados da razão PB registrado somente no testemunho KF-16 sugere que o alcance da matéria orgânica distribuída durante o subestágio 7d foi bem menor do que durante um estágio glacial (e.g. EIM 8), limitando o impacto da Pluma do Rio da Prata sobre a produtividade superficial ao registro mais próximo da costa.

O intervalo compreendido entre subestágios 7c – 7a é caracterizado pela queda na abundância das espécies de águas mais frias *G. inflata* e *N. incompta* e pela queda na abundância dos foraminíferos bentônicos (figura 59). Estas características sugerem a retração, para sul, da Frente Subtropical em decorrência da diminuição da intensidade dos Vendedos de Oeste e, conseqüentemente, uma diminuição da efetividade da influência da Pluma do Rio da Prata sobre a produtividade na região de estudo. Ainda, a queda na abundância de *N. dutertrei* e *G. truncatulinooides* sugere o aumento na estabilidade da camada de mistura, possivelmente em função da menor incidência de ventos de sudoeste e da diminuição da frequência da passagem de frentes frias no Atlântico Sul Ocidental durante esse intervalo. A queda na abundância *G. truncatulinooides* é um indicativo de uma camada de mistura mais homogênea e estável (Hemleben et al., 1985; Hilbretch, 1996), enquanto que a diminuição considerável na abundância de *N.*

dutertrei é um indício da baixa disponibilidade dos nutrientes acumulados na Profundidade Máxima de Clorofila para a zona fótica (Fairbanks et al., 1980). Além desses fatos, o intervalo compreendido entre subestágios 7c – 7a é marcado pelo aumento considerável da paleotemperatura tanto em superfície, observado neste estudo, quanto em subsuperfície (100 m) (Lessa et al., 2019).

O aumento da paleotemperatura na região de estudo é acompanhado pelo aumento significativo na abundância da espécie *G. ruber* (branca) nos subestágios 7c – 7a. Valores reduzidos da abundância da razão *Gb/Gr*, relacionado ao aumento considerável da abundância de *G. ruber* (branca), é um indicativo da predominância da quente, salina e oligotrófica Água Tropical no intervalo entre os subestágios 7c – 7a (figura 58). Durante este intervalo, a termoclina encontrava-se mais profunda e as características da Corrente do Brasil eram parecidas com as encontradas atualmente, *i.e.*, com uma espessa e quente camada de mistura cobrindo toda a zona fótica, favorecendo a proliferação de espécies que mais se relacionam com estas condições, como *G. ruber* (branca).

De acordo com Sousa et al. (2014), a distribuição vertical atual de *G. ruber* (branca) na margem continental sudeste do Brasil exibe picos de abundância entre 40 – 60 m e entre 80 – 100 m na Bacia de Santos. Ainda de acordo com esses autores, o aumento na abundância de *G. ruber* (branca) está relacionado ao aumento da Profundidade Máxima de Clorofila em condições de máxima salinidade (> 36,5) devido à presença do núcleo da Corrente do Brasil e da baixa disponibilidade de biomassa. Desta forma a porção Ocidental do Atlântico Sul é caracterizado pela predominância da Água Tropical em um ambiente bem estratificado, quente, salino e oligotrófico, indicado, principalmente, pelo aumento significativo da paleo-TSM e da abundância do foraminífero planctônico *G. ruber* (branca) no intervalo compreendido entre os subestágios 7c – 7a.

O EIM 6

A passagem do EIM7 para o EIM 6 é marcada pelo abrupto aumento nos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$ e pela queda considerável nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ (figura 56). Além disso, os valores de paleotemperatura superficial, observada neste estudo, e subsuperficial (100 m) (Lessa et al., 2019), apresentaram uma redução significativa, sugerindo condições climáticas distintas do EIM anterior,

acompanhada pela queda na abundância de *G. ruber* (branca), observado principalmente no subestágio 6e. Outra característica importante do EIM 6 é o súbito aumento na abundância das espécies *G. inflata* e *N. incompta*, especialmente durante os subestágios 6e e 6d (figura 63).

O aumento significativo da abundância dessas espécies, de caráter transicional a subpolar (Bé & Tolderlund, 1971; Boltovskoy et al., 1996; Hilbrecht, 1996; Niebler et al., 1999; Darling et al., 2006) parece ser um indicativo do deslocamento, para norte, da Frente Subtropical (FST) e da zona subantártica provocado pelo aumento da intensidade dos ventos de Oeste durante os estágios glaciais (Caley et al., 2012; Caley et al., 2014). Além disso, intrusões mais frequentes da Pluma do Rio da Prata, incrementada pelo aumento da intensidade dos ventos de sudoeste, podem ter impulsionado a produtividade de inverno austral na margem continental sudeste brasileira durante os subestágios 6e e 6d, refletido no aumento considerável da abundância dos foraminíferos bentônicos a partir do aumento significativo da razão PB (figura 62). Segundo Almeida et al. (2015) e Rodrigues et al. (2018) o aumento na abundância dos foraminíferos bentônicos é um forte indício do aumento da produtividade superficial em função do aumento da influência da pluma do Rio da Prata, a partir da maior expansão para norte da Corrente das Malvinas durante os glaciais, associada a um nível do mar mais baixo.

Além das espécies citadas anteriormente, a presença abundante de *G. truncatulinoides* ao longo de todo este estágio glacial é um indicativo do menor gradiente vertical de temperatura e de estratificação (Hemleben et al., 1989; Hilbrecht, 1996), sugerindo um ambiente com uma camada de mistura mais turbulenta durante todo o EIM 6. Este intervalo também é marcado pelo aumento considerável da abundância de *N. dutertrei*, especialmente durante os subestágios 6e e 6d (figura 63). Esta espécie é conhecida por sua ocorrência próximo da Profundidade Máxima de Clorofila (Fairbanks et al., 1980; Fairbanks & Wiebe, 1980) e pela sua ocorrência frequente em ambientes produtivos tropicais, incluindo as margens oceânicas (Hilbrecht, 1996). Essas características sugerem que o ambiente no Atlântico Sul Ocidental era mais turbulento devido aumento da intensidade dos ventos de sudoeste incidindo sobre a região de estudo, mais comuns nos glaciais, ampliando a turbulência da camada de mistura e disponibilizando, para a zona fótica, os nutrientes acumulados na Profundidade de Máxima Clorofila. Desta forma, os aumentos na abundância dos foraminíferos bentônicos e de *N. dutertrei* observados neste estudo sugerem que a produtividade superficial marinha durante os subestágios 6e e 6d foi controlada, respectivamente, pelo aumento

da influência da pluma do Rio da Prata e pelo aumento da disponibilidade dos nutrientes acumulados na Profundidade de Máxima Clorofila para a zona fótica.

O subestágio 6c, por outro lado, é caracterizado pelo aumento significativo da paleotemperatura tanto em superfície, quanto em subsuperfície (100 m) (Lessa et al., 2019). O aumento na paleotemperatura foi acompanhado pelo aumento considerável na abundância de espécies de águas mais quentes, tais como *G. ruber* (branca e rosa), *T. sacculifer* e *O. universa* (figura 57) ao mesmo tempo que *G. bulloides* exibia valores bem abaixo do percentual indicativo dos eventos de ressurgência atualmente (figura 58). Como a presença abundante (>15%) de *G. bulloides* está relacionada à ressurgência da SACW na zona fótica, valores elevados da razão *Gb/Gr* sugere a intrusão de águas frias na camada superficial (SACW) enquanto valores reduzidos sugerem a predominância de águas superficiais quentes (TW) (Conan et al., 2002; Toledo et al., 2008; Lessa et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2016; Lessa et al., 2017; Lessa et al., 2019).

Desta forma o aumento na paleotemperatura, o aumento na abundância das espécies de águas mais quentes e a queda considerável na razão *Gb/Gr* simultaneamente à queda significativa nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ sugerem o aumento da efetividade da TW junto ao enfraquecimento da AMOC, durante o subestágio 6c (figura 66). Sob estas condições a Corrente do Brasil atuaria como um importante condutor e armazenador de parte do calor que não é transportado para o Atlântico Norte durante o enfraquecimento da AMOC aumentando a temperatura superficial e subsuperficial e a efetividade da TW no Atlântico Sul Ocidental (Chiessi et al., 2015).

O aquecimento do Atlântico Sul Ocidental também foi observado por Santos et al. (2017) durante o EIM 6. De acordo com esses autores, este aquecimento foi uma característica dominante durante o último estágio glacial, sugerindo que isto é um comportamento dominante do Atlântico Sul Ocidental subtropical durante os intervalos glaciais. Ainda segundo esses autores, o aquecimento foi simultâneo à queda no $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, indicando que ambos estão relacionados a convecção de profundidade média quando a AMOC iniciou o seu “modo frio” no glacial.

Figura 66. O aumento da paleo-tsm anual (acima) simultaneamente à queda da razão *G. bulloides*/*G. ruber* ‘branca’ (centro) e dos valores isotópicos do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ (abaixo) sugerem o aumento da efetividade da Água Tropical, o estabelecimento de condições oligotróficas e o enfraquecimento da AMOC. Por outro lado, valores reduzidos de paleo-TSM anual junto com valores elevados da razão *Gb/Gr* e dos valores isotópicos do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ sugerem o aumento da produtividade superficial em razão da penetração da SACW na zona fótica (ressurgência) em períodos de AMOC mais intensa (KF-18, vermelho KF-16, azul).

De acordo com Böhm et al. (2015), o “modo quente” da AMOC se refere à atividade plena da convecção de águas profundas em altas latitudes do Atlântico Norte, quando a NADW ocupa grandes profundidades do Atlântico Norte e recircula em profundidades próximas a 3 km em torno

da Antártica. O “modo desligado” é atribuído ao encerramento completo da convecção da *NADW*, restrito a alguns fortes e abruptos eventos *stadials* (Böhm et al., 2015). Finalmente, o “modo frio” da *AMOC* é um modo intermediário entre os modos “quente” e “desligado” e define o estado quando o gelo marinho é suficientemente extenso para afetar a convecção de águas profundas, porém a *NADW* continua recirculando nos 2 km superiores (Böhm et al., 2015), neste caso a Água Intermediária Glacial do Atlântico Norte (Curry & Oppo, 2005; Howe et al., 2016). O período de enfraquecimento da *AMOC* foi acompanhado pelo deslocamento para sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Crivellari et al., 2019) e pelo fortalecimento da Corrente do Brasil que, devido ao enfraquecimento da Corrente Norte do Brasil, teria redirecionado o excesso de calor para o Atlântico Sul durante esse período (Chiessi et al., 2015).

Além do aquecimento das águas superficiais e subsuperficiais e do aumento da abundância das espécies de águas mais quentes, as espécies de águas mais frias exibiram nítida tendência de queda durante o subestágio 6c, principalmente *N. incompta* e, em menor amplitude, *G. inflata* (figura 63). Como o aumento da abundância destas espécies é um indicativo do deslocamento, para norte, da Frente Subtropical e da zona subantártica provocado pelo aumento da intensidade dos ventos de Oeste durante os estágios glaciais (Caley et al., 2012; Caley et al., 2014), a queda na abundância destas espécies é atribuída a retração, para sul, da FST provocado pela diminuição da intensidade dos Ventos de Oeste durante o subestágio 6c. Além disso, intrusões menos frequentes da Pluma do Rio da Prata, em consequência da diminuição da expansão da Corrente das Malvinas, podem ter diminuído a produtividade na margem continental sudeste brasileira durante o subestágio 6c.

A queda da efetividade da Pluma do Rio da Prata pode ser inferida a partir da queda da abundância dos foraminíferos bentônicos (Almeida et al., 2015; Rodrigues et al., 2018) no Atlântico Sul Ocidental durante o subestágio 6c (figura 62). O aumento da razão PB ocorrido somente no testemunho KF-16 é um indicativo da limitação da efetividade da Pluma do Rio da Prata sobre a produtividade superficial marinha, restringindo a distribuição de matéria orgânica para o fundo oceânico ao registro mais próximo da costa.

As espécies *G. truncatulinoidea* e *N. dutertrei* também apresentaram tendência de queda ao longo do subestágio 6c (figura 63). Como a presença abundante de *G. truncatulinoidea* é atribuída ao menor gradiente vertical de temperatura e de estratificação (Hemleben et al., 1989;

Hilbrecht, 1996), a tendência de queda na abundância desta espécie pode ser um indicativo do aumento do gradiente vertical de temperatura estratificação durante o subestágio 6c. O aumento no gradiente vertical de estratificação e uma camada de mistura mais homogênea e profunda dificultam a intrusão de nutrientes acumulados na Profundidade Máxima de Clorofila para a zona fótica, impactando negativamente a produtividade superficial e, consequentemente, reduzindo a abundância de *N. dutertrei*. Apesar disso, em meio essa tendência de queda, *G. truncatulinoides* exibiu um pico de abundância por volta de 160 mil anos, a mesma idade (aproximada) do aumento considerável da abundância das espécies *G. calida* e *G. siphonifera* (figura 67). Ambas as espécies são associadas aos ambientes subtropicais e uma de suas características mais distintas a relação de ambas por águas com altas temperaturas a 200 m, com tendência de aumento em temperaturas mais elevadas (Hilbrecht, 1996).

Atualmente, o aumento da abundância de *G. calida* e *G. siphonifera* é associado ao aumento da produtividade relacionado a eventos de ressurgência (Lessa et al., 2014) e por isso podem ser utilizados como indicadores de condições eutróficas (Sousa et al., 2014) no Atlântico Sul Ocidental. De acordo com Lessa et al. (2014), a ocorrência destes bioindicadores na Bacia de Santos atualmente caracteriza esta bacia, que abriga tanto águas quentes e oligotróficas quanto águas mais frias e mais produtivas. Apesar do caráter produtivo associado a distribuição dessas espécies atualmente na coluna d'água (Sousa et al., 2014; Lessa et al., 2014), o aumento na abundância de *G. calida* e *G. siphonifera* observado neste estudo parece refletir a preferência destas espécies por ambientes que exibem temperaturas subsuperficiais elevadas (Hilbrecht, 1996), conforme observado durante o subestágio 6c e também reportado em Lessa et al. (2019).

O final do EIM 6 é marcado pela queda da paleotemperatura superficial (este estudo) e subsuperficial (100 m) (Lessa et al., 2019), pela queda das espécies de águas mais quentes (figura 57) e pelo aumento nos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ (figura 56), indicando o início do fortalecimento da AMOC e do aumento da distribuição de calor e sal armazenado o Hemisfério Sul durante os subestágios anteriores, para o Hemisfério Norte. De acordo com Santos et al. (2017), o aquecimento do Atlântico Sul Ocidental é mais influenciado pelo estado da AMOC do que qualquer outra forçante climática. Esta diminuição da paleotemperatura foi acompanhada pelo aumento da abundância de *G. bulloides* e, consequentemente, da razão *Gb/Gr* (figura 58). Em meio a tendência de aumento na abundância de *G. bulloides*, esta espécie exibiu um pico (> 25%) no subestágio 6b

que representa o seu maior valor pontual em todo o período de estudo (KF-16), simultaneamente a uma abrupta queda na abundância de *G. ruber* (branca). Como a presença abundante de *G. bulloides* está associada à ressurgência da SACW na zona fótica (Lessa et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2016; Lessa et al., 2017; Lessa et al., 2019), valores elevados da razão sugere a intrusão de águas frias na camada superficial (SACW) incrementando a paleoprodutividade superficial durante este intervalo glacial. Como aumento da intensidade da ressurgência está relacionado aos verões intensos interglaciais (Lessa et al., 2017, 2019), o aumento da produtividade glacial indicado pelo aumento de *G. bulloides* pode ser o efeito de intensos de eventos de ressurgência durante os breves verões austrais, ao longo do subestágio 6b. A tendência de aumento na abundância de *G. bulloides* persistiu através do subestágio 6a, que exibiu valores elevados (~ 15%), similares àqueles que caracterizam o sistema de ressurgência de Cabo Frio atualmente (Lessa et al., 2014; Lessa et al., 2017). No entanto, estes aumentos na abundância de *G. bulloides* e da razão *Gb/Gr* foram evidentes somente no testemunho KF-16 (figura 58), similar ao registrado no EIM 7 (7e). Isto sugere que a efetividade do sistema de ressurgência costeira tenha sido restrita ao registro mais próximo da costa durante o intervalo compreendido pelos subestágios 6b – 6a no Atlântico Sul Ocidental.

O EIM 5

O EIM 5 é caracterizado pela queda abrupta nos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$, pelo aumento considerável do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ e por exibir paleo-TSM elevadas, em uma tendência de aumento que teve início no subestágio 6a (figura 56). Esta tendência de aumento da paleotemperatura no subestágio 6a é uma característica consistente das regiões de baixas e médias latitudes em ambos hemisférios (Pahnke & Sachs, 2006) e também foi observada por Santos et al. (2017) no Atlântico Sul Ocidental. Estes autores confirmaram que a tendência de aquecimento observada no final do penúltimo estágio glacial foi uma característica predominante no Atlântico Sul Ocidental durante os glaciais. Esta tendência de aumento na paleo-TSM parece acompanhar a tendência de aumento na temperatura global durante o Eemiano.

O início do Eemiano é identificado, basicamente, pelo aumento da cobertura de árvores no Mediterrâneo e na região Eurosiberiana e a associação do Interglacial Eemiano com o 5e é

amplamente aceita com base em uma diversidade de evidências (Shackleton et al., 2003). No entanto, estes autores reportaram que a base do Eemiano parece estar, aproximadamente, 6.000 anos antes da base do EIM 5, definido entre o ponto médio da transição entre os EIM 6 – 5 medido pelo $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$. O fim do Eemiano foi determinado dentro do subestágio 5d, ao mesmo tempo em que o gelo continental se acumulava na América do Norte (Shackleton et al., 2003).

Figura 67. Abundâncias relativas das espécies *G. calida* (centro) e *G. siphonifera* (abaixo), conhecidas por exibirem forte relação com temperaturas subsuperficiais elevadas (KF-18, vermelho KF-16, azul).

A tendência de aumento da paleotemperatura iniciada no subestágio 6a culminou com paleo-TSM muito elevadas durante o subestágio 5e no Atlântico Sul, conforme reportado por Pahnke & Sachs (2006) e Santos et al. (2017). Por outro lado, este estudo, assim como Lessa et al. (2017, 2019), observaram uma diminuição na tendência de aumento neste subestágio, culminando com temperaturas mais elevadas no subestágio 5c.

A diferença entre o comportamento das curvas de paleo-TSM reportado por Pahnke & Sachs (2006) e Santos et al. (2017) com as observadas neste estudo e por Lessa et al. (2017, 2019) durante o 5e, pode ser explicada pela diferença do método de paleotermometria adotados pelos autores. Pahnke & Sachs (2006) e Santos et al. (2017) adotaram métodos geoquímicos de estimativas de paleotemperatura (*e.g.* alquenonas e razão Mg/Ca, respectivamente), enquanto este estudo e Lessa et al. (2017, 2019) adotaram métodos de estimativas baseada na composição das associações dos foraminíferos planctônicos (*e.g.* Redes Neurais Artificiais e Método do Análogo Moderno – MAT, respectivamente). Todos estes métodos são válidos e difundidos, porém as estruturas das associações faunais são mais propensas a variações na profundidade da termoclina e da concentração de nutrientes, que podem dissimular as reais variações de temperatura (Watkins & Mix, 1998). Desta forma, a diminuição da tendência de aumento na paleotemperatura observado neste estudo, assim como por Lessa et al. (2017, 2019), parece mais refletir uma mudança no padrão estrutural da coluna d'água do que uma efetiva diminuição na tendência de aumento na paleo-TSM durante o subestágio 5e.

O início do EIM 5 (5e) também é caracterizado pela queda na abundância de *G. ruber* (branca), por valores elevados da abundância de *G. bulloides* (> 15%) e aumento da razão *Gb/Gr* (figura 58), sugerindo uma intensificação da ressurgência em função da diminuição da profundidade da isoterma de 18°C (que atualmente representa o limite entre a TW e a SACW, Belem et al., 2013), permitindo que águas subsuperficiais (SACW), mais frias e ricas em nutrientes, penetrem na zona fótica impulsionando a produtividade superficial marinha no Atlântico Sul Ocidental (Lessa et al., 2017). Segundo esses autores, valores elevados de excentricidade (> 0,033) durante o EIM 5 elevaram a amplitude precessional, levando a uma modulação sazonal de insolação mais forte. Ainda, verões mais quentes durante o EIM 5 teriam induzido ventos de NE mais fortes, que são condições fundamentais para o desenvolvimento da ressurgência atualmente. O aumento da razão *Gb/Gr* associado aos valores elevados da abundância de *G. bulloides* sugerem

intensos eventos de ressurgência na Bacia de Santos durante os subestágios 5e e 5c e, de acordo com Lessa et al. (2017), as atuais zonas de ressurgências costeiras são remanescentes de um maior sistema de expansão e recuo da ressurgência que se estendeu de 20 a 28°S da margem continental brasileira.

Estes fatos reforçam o que fora afirmado por Lang & Wolff (2011), que o intervalo interglacial mais forte nos registros marinhos é o EIM 5. Este estágio isotópico exibiu o sinal mais forte de paleo-TSM nos registros do Atlântico Norte, Pacífico Norte, região equatorial, do Atlântico Sul e da Antártica, confirmando que alguns interglaciais podem ser mais fortes que outros (Lang & Wolff, 2011). Entretanto esses autores concluíram que não existe uma relação clara entre parâmetros astronômicos e a força relativa de cada interglacial. Eles notaram que a obliquidade é mais forte na segunda metade dos últimos 800 mil anos, porém interglaciais fortes são associados com, ambas, intensa forçante precessional (MIS 5) e fraca forçante precessional (MIS 11).

De acordo com Lessa et al. (2017) o Atlântico Sul Ocidental apresentou condições de ressurgência, similares ou mais fortes que o sistema de ressurgência de Cabo Frio durante o Holoceno, entre 130 e 98 mil anos, compreendendo, desta forma os subestágios 5e, 5d e 5c. No entanto, este estudo observou que o subestágio 5d é caracterizado pelo aumento da abundância de *G. ruber* (branca) simultaneamente à queda da abundância de *G. bulloides* e baixos valores da razão *Gb/Gr* (figura 58), caracterizando, desta maneira, uma interrupção na expansão da ressurgência no Atlântico Sul Ocidental entre 115 e 100 mil anos, aproximadamente. Durante este intervalo, a abundância relativa de *G. bulloides* variou, basicamente, entre 5 – 10%, que é bem abaixo do valor indicativo da ressurgência de Cabo Frio atualmente (15%) (Lessa et al., 2014).

Estas características sugerem a presença mais efetiva da *TW*, o aumento considerável da paleotemperatura subsuperficial (100 m) (Lessa et al., 2017), uma camada de mistura mais espessa e homogênea e uma termoclina mais profunda inibindo a penetração da *SACW* na zona fótica e diminuindo a produtividade superficial marinha durante o subestágio 5d. Por outro lado, este estudo e Lessa et al. (2017) concordam que a presença da *SACW* na camada superficial foi máxima entre 120 e 115 mil anos, migrando para camadas mais profundas em direção ao EIM 4. Além disso, o aumento da abundância dos foraminíferos bentônicos durante os subestágios 5d e 5b (figura 62) é um indicativo da presença mais efetiva da Pluma do Rio da Prata, sendo um dos principais fatores que contribuiu para o aumento da disponibilidade de matéria orgânica para o

fundo oceânico (Almeida et al., 2015; Rodrigues et al., 2018). Por outro lado, o aumento da razão PB durante o subestágio 5d registrado somente no testemunho KF-16 indicou que a influência da Pluma do Rio da Prata foi menor do que no subestágio 5b, restringindo a sua influência ao registro mais próximo da costa. Isto sugere que, a redução de ambas, a intensidade e o alcance *offshore* da pluma do Rio da Prata durante os interglaciais, podem ter sido o resultado menor expansão da Corrente das Malvinas, em direção ao equador, em função de um nível do mar relativamente mais alto do que nos glaciais.

O EIM 5 também é caracterizado pelo estabelecimento da subespécie *G. crassaformis imbricata* no Atlântico Sul Ocidental (figura 68). Neste estudo, a abundância relativa desta subespécie exibiu valores muito reduzidos, sempre abaixo de 0,5%. A distribuição de *G. crassaformis imbricata* é esporádica desde seu aparecimento, ainda no subestágio 6a, próximo a Terminação II, quando foi mais abundante, e gradualmente reduzindo seu percentual até o EIM 2. A presença desta subespécie, ainda que pouco abundante, é de importância bioestratigráfica, sendo um ótimo marcador do limite 6a – 5e. No Atlântico Norte, Bylinskaya (2005) observou a primeira ocorrência desta subespécie na subzona *G. calida calida* que, para efeito de comparação, equivale a mesma subzona observada neste estudo. No entanto, esta autora datou este evento em 580.000 anos, bem anterior ao observado neste estudo.

O final do EIM 5 é caracterizado pela queda significativa da paleo-TSM; o subestágio 5b e o limite entre 5a – EIM 4, além disso, são marcados pelo aumento considerável nos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$, pela queda significativa nos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ (figura 56) e pelo aumento importante na abundância de *G. inflata* (figura 63). Por outro lado, o subestágio 5a caracteriza-se pelo súbito aumento nos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ e pela queda significativa nos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$. Além disso, este subestágio é caracterizado pelo aumento abrupto da abundância de *G. crassaformis*, ou Ocorrência Comum de *G. crassaformis* (figura 68). A Ocorrência Comum de *G. crassaformis* é caracterizada pelo registro contínuo após um significativo aumento em abundância desta espécie, o que fica evidente no fim do EIM 5, seguido de sua drástica redução percentual na base do EIM 4. Este súbito aumento é observado durante a passagem do EIM 5b para o EIM 5a e é, sem dúvida, o aspecto que mais chama a atenção na curva de abundância relativa desta espécie (e de *G. hessi*) ao longo de todo o período de estudo.

Figura 68. Acima, abundância relativa da espécie *G. crassaformis*, com destaque para a Ocorrência Comum de *G. crassaformis* durante o subestágio 5a. Abaixo: abundância relativa da subespécie *G. crassaformis imbricata*, que teve sua base registrada no subestágio 6a, no Atlântico Sul Ocidental.

O início deste abrupto aumento, ou a *Primeira Ocorrência Comum de G. crassaformis*, foi registrado na porção superior do EIM 5, em torno de 82,3 mil anos (Toledo *et al.*, 2016); o valor mais elevado da abundância relativa de *G. crassaformis* foi estimado em 10,71%, no EIM 5a, em aproximadamente 75,7 mil anos. A *Última Ocorrência Comum* do plexo *G. crassaformis* foi observado na porção inferior do EIM 4, datado em 68,5 mil anos (Toledo *et al.*, 2016). Desta forma, a Ocorrência Comum de *G. crassaformis* ocorreu em um intervalo de 13,8 mil anos, da porção superior do EIM 5 à base do EIM 4. Este súbito aumento na abundância relativa de *G. crassaformis* foi denominado *G. crassaformis Optimum Event* por Portilho-Ramos *et al.* (2014). Nesse estudo, a base desse evento (*Primeira Ocorrência Comum*) foi datada em 84.000 anos enquanto que o seu limite superior (*Última Ocorrência Comum*) foi datado em 71.000 anos, com uma duração de 13.000 anos.

Apesar de Toledo *et al.* (2016) e Portilho-Ramos *et al.* (2014) concordarem quanto a duração aproximada da Ocorrência Comum de *G. crassaformis*, o que reflete a consistência deste bioevento, o mesmo não pode ser dito em relação as idades atribuídas à Primeira e à Última Ocorrência Comum de *G. crassaformis*. O modelo de idade desenvolvido por Portilho-Ramos *et al.* (2014) utilizou, como pontos de controle, idades pré-estabelecidas na literatura (Ericson & Wollin, 1968, Damuth, 1975; Prell & Damuth, 1978; Vicalvi, 1997, 1999; Kohl *et al.*, 2004) para os limites das biozonas do plexo *G. menardii*. Diferentemente, o modelo de idade adotado por este estudo (Toledo *et al.*, 2016) foi desenvolvido independentemente para o Atlântico Sul Ocidental, uma vez que ao adotar idades pré-estabelecidas na literatura para os limites de outras regiões geográficas (e.g. Golfo do México), assume-se que não houve diacronismo, o que muitas vezes não é verdadeiro.

Uma súbita queda na abundância relativa de *G. crassaformis* foi observada antes de sua Última Ocorrência Comum, na transição do EIM 5 para o EIM 4. Esta queda também pode ser observada nos estudos realizados da margem continental brasileira (Vicalvi, 1997; Toledo, 2000; Sanjinés, 2006; Camillo, 2007; Ferreira *et al.*, 2012; Portilho-Ramos *et al.*, 2006; Portilho-Ramos *et al.*, 2014), porém não foi reportada por nenhum destes autores. Toledo *et al.* (2016) denominaram este evento de *Evento Transicional de G. crassaformis*, e pode ser considerado outro importante marcador bioestratigráfico para o limite entre estes estágios isotópicos. No estudo realizado por Portilho-Ramos *et al.* (2014), este evento pode ser observado antes do limite entre os EIM 5 e 4, no topo do EIM 5. Conforme dito anteriormente, esta incompatibilidade entre as idades se deve ao fato de aqueles autores adotarem idades previamente estabelecidas na literatura (Ericson & Wollin, 1968, Damuth, 1975; Prell & Damuth, 1978; Vicalvi, 1997, 1999; Kohl *et al.*, 2004) na elaboração de seu modelo de idade, diferentemente deste estudo que adotou um modelo desenvolvido de caráter regional.

A queda da paleotemperatura observada no final do EIM 5, especialmente no subestágio 5b e na transição 5a – EIM 4 também já foi reportada na margem continental subtropical do Brasil (Santos *et al.*, 2017). Govin *et al.* (2009) atribuiu a queda nos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ nos subestágios 5d e da transição 5a – EIM 4 a uma redução na ventilação da AABW e uma expansão para norte da Água de Fundo Antártica. Esses autores sugerem uma sucessão de *feedbacks* em resposta ao resfriamento inicial observado nas altas latitudes austrais. Ainda, o resfriamento no

subestágio 5d estaria relacionado a mudança das frentes oceânicas em direção ao equador e a intensificação dos Ventos de Oeste, para longe da divergência Antártica. A ressurgência das Águas Profundas Circumpolares seria reduzida (Toggweiler et al., 2006). A diminuição do calor trazido para as águas superficiais circumpolares e o resfriamento nas altas latitudes aumentaria a formação do gelo marinho (Hellmer, 2004). Isto aumentaria a liberação da salmoura relacionada e aumentaria a convecção profunda da fria e mal ventilada AABW.

A circulação do Oceano Austral do subestágio 5d é primordialmente caracterizada pelo aumento da formação de gelo e da pobremente ventilada AABW, que expandiu para norte e atingiu profundidades mais rasas (Govin et al., 2009). Este mecanismo também se insere na explicação para o subestágio 5b, observado neste estudo, evidenciado, principalmente pelas espécies indicadoras do avanço das frentes oceânicas (*e.g.* *G. inflata*) e das espécies indicadoras de turbulência na coluna d'água (*e.g.*, *G. truncatulinoides* e *N. dutertrei*) (Figura 63). Outro fator que chamou a atenção foi o súbito aumento de determinadas espécies raras, *e.g.* *T. iota* e *T. humilis*, durante o mínimo de paleo-TSM do EIM 5, observado no limite 5a – EIM 4 (figura 69). Ambas espécies estiveram virtualmente ausentes até o limite 5a – EIM 4, quando suas abundâncias aumentaram subitamente para 4,07% e 5,62%, respectivamente. O aumento abrupto destas espécies, comuns em águas mais frias (Hemleben et al., 1989; Hilbrecht, 1996), sugere uma mudança das frentes oceânicas em direção ao equador e a intensificação dos Ventos de Oeste, para longe da divergência Antártica.

O Último Estágio Glacial

O EIM 4 caracteriza-se por exibir valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$ relativamente mais elevados e valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ bem mais reduzidos que o EIM anterior, além de exibir aumento súbito na paleo-TSM (figura 56), com máximos comparáveis aos valores do EIM 5, que é considerado o interglacial mais forte dos últimos 800 mil anos (Lang & Wolff, 2011). Este aumento na paleo-TSM é acompanhado pelo aumento da abundância das espécies de águas mais quentes (*e.g.*, *G. ruber* (branca e rosa) e *T. sacculifer*) (figura 57), paralelamente à queda das espécies de águas mais frias que exibiram aumento no limite 5a – EIM 4 (*e.g.*, *G. inflata*) (figura 65) e mais produtivas (*e.g.* *G. bulloides*) (figura 66). Esta associação faunística relacionado ao *proxy* de paleotemperatura e valores reduzidos da razão *Gb/Gr* sugerem que o Oceano Atlântico Ocidental manteve-se quente

durante o EIM 4, com a presença da *TW* sobre a zona fótica da Corrente do Brasil, mantendo as temperaturas elevadas e a termoclina profunda (> 200 m), dificultando a penetração de águas mais frias e produtivas (*SACW*), limitando, assim a produtividade superficial estimulada pela ressurgência. Além do que, a queda considerável nos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ é um indicativo do enfraquecimento da *AMOC*, sugerindo um enfraquecimento da Corrente Norte do Brasil e um fortalecimento da Corrente do Brasil, redirecionando, desta maneira, o excesso de calor para o Atlântico Sul e diminuindo a pirataria de calor para o Hemisfério Norte (Chiessi et al., 2015).

Figura 69. O aumento abrupto da abundância relativa das espécies de águas mais frias *T. iota* (centro) e *T. humilis* (abaixo) simultânea à queda considerável na paleo-TSM (acima) sugerem condições climáticas e oceanográficas mais rigorosas na passagem entre o subestágio 5a e o EIM 4, no Atlântico Sul Ocidental (KF-18, vermelho KF-16, azul).

Os registros de paleo-TSM dos últimos 160 mil anos em latitudes médias no Hemisfério Sul reportados por Pahnke & Sachs (2006) evidenciaram temperaturas mais amenas durante o penúltimo estágio glacial do que no último estágio glacial, com aumento progressivo da paleo-TSM durante o EIM 4. Martinez-Mendez et al. (2010) reportaram que seus registros de Mg/Ca exibiram um aumento progressivo em seus valores nos glaciais, indicando aumento da paleo-TSM durante os estágios glaciais; além disso, sua estimativa de paleo-TSM a partir de alquenonas exibiram um aumento significativo ao longo do EIM 4. Esses autores ainda reportaram o avanço significativo da Frente Subtropical em direção ao equador durante o EIM 4. O aumento considerável na abundância relativa de *G. inflata* no Atlântico Sul Ocidental observado neste estudo sugere o avanço da Frente Subtropical em direção ao equador, provocado pelo aumento da intensidade dos Ventos de Oeste, principalmente, durante a primeira metade do EIM 4. Além disso, o aumento considerável na abundância dos foraminíferos bentônicos, apontado pelo aumento significativo da razão PB (figura 65), sugere o avanço da Pluma do Rio da Prata durante o este EIM, já que o aumento da abundância dos foraminíferos bentônicos é um indicativo do aumento da produtividade superficial influenciada pluma do Rio da Prata a partir da maior expansão para norte da Corrente das Malvinas durante os glaciais (Almeida et al., 2015; Rodrigues et al., 2018).

Na margem continental brasileira, as estimativas de paleotemperatura, superficiais e subsuperficiais, reportadas por Portilho-Ramos et al. (2015) e, mais recentemente, por Lessa et al. (2019) (MAT, em ambos) durante o último estágio glacial também evidenciam valores relativamente elevados durante o EIM 4. As estimativas de paleotemperatura reportadas por Dauner et al. (2019), utilizando abordagem geoquímica, registraram, da mesma forma, temperaturas mais elevadas durante o EIM 4 do que o EIM 3. De acordo com Santos et al. (2017), o súbito aumento da paleotemperatura observado durante o EIM 4, associado à queda dos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ corroboram que uma mudança fundamental no modo da AMOC pode ter provocado o acúmulo de calor no Atlântico Sul Ocidental. Ainda de acordo com esses autores, a porção ocidental dos giros subtropicais podem ter atuado como uma reserva de calor e sal, enquanto o clima em altas latitudes passavam por condições tipicamente glaciais.

A passagem EIM 4 – EIM 3 é marcada pela queda nos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$ e, principalmente pelo aumento considerável nos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ (figura 56). O EIM 3 é caracterizado por exibir valores consideravelmente reduzidos de paleo-TSM simultaneamente à

queda das espécies de águas mais quentes e oligotróficas (*e.g. G. ruber* e *T. sacculifer*) (figura 57). A paleotemperatura subsuperficial (100 m) também exibiu uma clara tendência de queda, registrando valor abaixo de 18°C (Lessa et al., 2019), que é a temperatura referente ao limite atual entre a TW e a SACW (Belem et al., 2013). A queda da abundância de *G. ruber* (branca) ocorreu simultaneamente ao aumento considerável da abundância da espécie *G. bulloides* (figura 58), que exibiu valores elevados durante os subestágios 3c e, principalmente, 3a (> 15%), similares aos observados nos sistemas de ressurgência de Cabo Frio atualmente (Lessa et al., 2014), sugerindo a ocorrência marcante deste fenômeno durante o EIM 3.

O aumento na abundância de *G. bulloides* no Atlântico Sul Ocidental também foi notado por Lessa et al. (2019) e abordado por Portilho-Ramos et al. (2019). Conforme já reportado por esses autores, o aumento da abundância de *G. bulloides* em paralelo a queda da abundância de espécies de águas mais quentes e oligotróficas (*e.g. G. ruber*), quando a paleotemperatura subsuperficial (100 m) encontra-se abaixo de 18°C, é um indicativo da ocorrência da ressurgência durante o último estágio glacial. No entanto, em vez de governado por mudanças na intensidade da ressurgência, Portilho-Ramos et al. (2019) reportaram que o aumento da produtividade poderia estar relacionado ao aumento da exportação de ácido sílico do Oceano Austral via SACW, de acordo com a *Silicic Acid Leakage Hypothesis* (SALH), ou seja, que o aumento da exportação de Si(OH)₄ dissolvido pré-formado no Oceano Austral abasteceu a produtividade primária nas zonas de ressurgências e margens continentais das baixas latitudes durante os glaciais (DeMaster, 2002; Sarmiento et al., 2004; Matsumoto et al., 2014). Esta hipótese presume que durante os estágios glaciais o gelo marinho ao redor da Antártica deslocou a zona de alta produção de diatomáceas para o norte da Frente Polar Antártica (FPA), onde as águas da termoclina (*i.e.*, Água de Modo Subantártica, um precursor da SACW e da AAIW) são formadas e, desta forma águas com alto Si seriam exportadas do Oceano Austral para as baixas latitudes, onde a produção de diatomáceas teria aumentado em função de outros tipos de fitoplâncton (DeMaster, 2002; Sarmiento et al., 2004; Matsumoto et al., 2014).

Apesar de Lessa et al. (2017, 2019) terem reportado que a ocorrência da expansão *offshore* dos eventos de ressurgência na margem continental sudeste brasileira são caracterizados por alta excentricidade (>0,033), este mecanismo não explica a expansão da ressurgência durante o último estágio glacial, onde a excentricidade foi $\leq 0,02$ durante todo este intervalo (Portilho-Ramos et al.,

2019). Estes autores sugerem, no entanto, que o aumento da produtividade no último estágio glacial é o resultado da influência de eventos de ressurgência ocorrido durante breves verões austrais e sob a presença prolongada da Pluma do Rio da Prata durante os invernos austrais. Ainda, que a penetração mais frequente da Pluma do Rio da Prata para norte explicaria o aumento da abundância glacial de *G. bulloides* (Portilho-Ramos et al., 2019). Entretanto, os valores reduzidos da razão PB observados neste estudo sugerem que a Pluma do Rio da Prata não exerceu uma influência marcante na produtividade superficial do Atlântico Sul Ocidental e, conseqüentemente, na abundância dos foraminíferos bentônicos durante o EIM 3 (figura 62) e, por isso, não sustentam esta hipótese.

Além disso, também foi observado neste estudo que a abundância de *G. bulloides* e a razão PB exibiram uma correlação negativa (-0,5), ou seja, a abundância relativa de *G. bulloides* é sempre baixa onde os valores da razão PB são elevados (e *vice-versa*) (figura 70), corroborando que esta espécie é virtualmente ausente dos sedimentos superficiais depositados sob influência da Pluma do Rio da Prata (Chiessi et al., 2007). Por outro lado, o aumento na abundância de *G. truncatulinoides*, sugere uma camada de mistura mais turbulenta e menos estratificada, possivelmente devido ao aumento das passagens de frentes frias, mais comuns durante os invernos. Isto poderia ter disponibilizado, mais facilmente, os nutrientes acumulados na Profundidade Máxima de Clorofila para a zona fótica, refletido no aumento da abundância de *N. dutertrei*, impulsionando a produtividade superficial durante os invernos austrais, especialmente durante os subestágios 3c e 3a (figura 71).

O EIM 3 é caracterizado por exibir paleo-TSM muito reduzidos e também por registrar a menor paleotemperatura superficial marinha do último estágio glacial, ou seja, o Último Máximo Glacial do Oceano Atlântico Sul Ocidental foi registrado em 43,6 mil anos, estimado em 21,4°C. Este valor mínimo é seguido por um aumento progressivo na paleo-TSM até, aproximadamente 25 mil anos. De acordo com Pahnke & Sachs (2006), as paleotemperaturas subtropicais foram distintamente reduzidas em torno de 47 mil anos, seguido de um aquecimento no intervalo entre 47 – 23 mil anos, quando as altas latitudes esfriavam e o volume de gelo crescia. De acordo com esses autores, essas características representam o padrão das latitudes baixas e médias em ambos os hemisférios.

Figura 70. Distribuição da abundância relativa de *G. bulloides* (acima), sempre elevada onde os valores da razão PB são reduzidos (e *vice-versa*), resultando em uma correlação negativa entre elas (KF-18, vermelho KF-16, azul).

Este comportamento anômalo na evolução da temperatura é consistente com a resposta da TSM à mudanças na insolação média anual que são exclusivamente governadas pela obliquidade e tem o mesmo faseamento nesta faixa de latitude (<43°N/S) (Pahnke & Sachs, 2006). Ainda de acordo com estes autores, as mudanças de temperatura em altas latitudes, por outro lado, seguem a evolução global do volume de gelo, registrado no $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$. Essas mudanças diferenciais da temperatura entre latitudes baixas/médias e altas sugerem um aumento no gradiente termal meridional durante o último glacial que pode ter resultado em um aumento no transporte de umidade para as altas latitudes (Pahnke & Sachs, 2006). Ainda, o aumento do fornecimento de umidade para os polos pode ter contribuído para manter e impulsionar o crescimento contínuo e prolongado das camadas de gelo durante o último estágio glacial culminando no máximo da

cobertura de gelo e o resfriamento nas altas latitudes em torno de 20 mil anos (Pahnke & Sachs, 2006).

Na margem continental brasileira, este padrão também foi reportado recentemente por Dauner et al. (2019) e, anteriormente, por Santos et al. (2017). Segundo estes autores, o registro da paleo-TSM no Atlântico Sul Ocidental durante o último estágio glacial é caracterizado por um padrão típico das latitudes médias meridionais, com um resfriamento pronunciado entre 47 e 45 mil anos. De acordo com Santos et al. (2017), este resfriamento representa a menor paleotemperatura superficial para a Corrente do Brasil no último estágio glacial e que este período é seguido por uma tendência de aumento através do EIM 3/EIM 2; assim como observado neste estudo, Santos et al. (2017) também não observaram uma paleo-TSM mínima em fase com o Último Máximo Glacial do Hemisfério Norte no EIM 2.

O aquecimento precoce também foi uma característica preponderante durante o subestágio 6a, sugerindo que este é um comportamento dominante do Atlântico Sul Ocidental durante os estágios glaciais (Santos et al., 2017). Essas tendências de aquecimento foram simultâneas às quedas nos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, sugerindo uma ligação com o modo “frio” da AMOC (Böhm et al., 2015), resultando no aquecimento do Atlântico Sul Ocidental durante os glaciais (Santos et al., 2017a; Chiessi et al., 2015).

Quando a AMOC está em seu modo “frio”, o Atlântico Sul Ocidental aquece constantemente e, por isso, o resfriamento registrado aqui não é simultâneo ao convencional “máximo glacial” das altas latitudes (Santos et al., 2017). Estes autores propuseram que valores mínimos de paleo-TSM durante os estágios glaciais no Atlântico Sul Ocidental ocorrem, necessariamente, fora de fase com os máximos glaciais das altas latitudes dos hemisférios norte e sul. Ainda, condições de paleo-TSM mais amenas estão relacionadas ao modo “quente” da AMOC, quando o Atlântico Sul está liberando calor para o Hemisfério Norte a partir da redistribuição de calor armazenado no Atlântico Sul durante os glaciais, pelo fortalecimento da Corrente Norte do Brasil e consequente enfraquecimento da Corrente do Brasil (Chiessi et al., 2015). Estas características reforçam o papel do Atlântico Sul como reservatório de calor e sal durante os estágios glaciais, enquanto os climas das altas latitudes passavam por condições glaciais plenas (Santos et al. 2017).

O EIM 2 é caracterizado por paleotemperaturas superficiais e subsuperficiais (Lessa et al., 2019) elevadas e pelo aumento da abundância das espécies de águas mais quentes e oligotróficas, *e.g.*, *G. ruber* (branca). De acordo com as quedas sucessivas nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ registradas ao longo do EIM 2, o aumento da paleo-TSM ocorrida no Atlântico Sul Ocidental é um indicativo do enfraquecimento da AMOC. Nesta situação, o fluxo (mais intenso) da Corrente do Brasil redirecionaria parte do calor não transportado para o Hemisfério Norte pela Corrente Norte do Brasil (mais fraca) para o Hemisfério Sul, atuando como um reservatório de calor durante o EIM 2 (Chiessi et al., 2015).

O aumento da abundância de *G. ruber* (branca) ocorreu simultaneamente à queda da espécie indicadora de águas mais frias e eutróficas, *G. bulloides* (figura 66). Valores reduzidos da razão *Gb/Gr* são um indicativo do aumento da predominância de águas superficiais quentes e oligotróficas durante o EIM 2, sugerindo a predominância da TW após, aproximadamente, 20 mil anos (Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2017). Após 20 mil anos, a termoclina parece estar mais profunda e o estado da Corrente do Brasil era similar ao atual, com uma espessa camada de mistura cobrindo toda a zona fótica, favorecendo as espécies tropicais/subtropicais oligotróficas, como *G. ruber* (Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2017). Valores reduzidos da razão PB indicaram que a efetividade da Pluma do Rio da Prata foi muito baixa durante o EIM 2 na região de estudo (figura 62). Além disso, a queda na abundância de *G. truncatulinoides* sugere que a instabilidade da camada de mistura diminuiu, enquanto que a queda de *N. dutertrei* sugere que a Profundidade Máxima Clorofila de aumentou, reduzindo a disponibilidade de nutrientes sob a zona fótica no Atlântico Sul Ocidental durante o EIM 2 (figura 71).

O EIM 1

O EIM 1 é caracterizado por exibir paleotemperaturas superficiais e subsuperficiais (Lessa et al., 2019) elevadas, pela queda dos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$ e aumento do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ (figura 56), e, sobretudo, pela proliferação de espécies de águas mais quentes e oligotróficas, *e.g.*, *G. ruber* (branca e rosa), *T. sacculifer* e *O. universa* (figura 57). Atualmente, a maior parte das espécies de águas quentes não exibem uma componente sazonal e o seu fluxo para o fundo oceânico parece refletir, primordialmente, condições médias anuais, exceto *G. ruber* (branca) e *N. dutertrei*

(Venancio et al., 2017). De acordo com estes autores, *G. ruber* (branca) exibe um único pico no verão enquanto que *N. dutertrei* exibe dois picos, na primavera e no outono, com uma amplitude menor, evidenciando suas preferências por esses ambientes.

Figura 71. Abundâncias relativas das espécies indicadoras da turbulência da camada de mistura, *G. truncatulinoides* (acima) e *N. dutertrei* (abaixo) (KF-18, vermelho KF-16, azul).

A profundidade de habitat de *N. dutertrei* (60 – 70 m) e *G. menardii* (70 – 80 m) parecem seguir a profundidade da termoclina no Atlântico Sul Ocidental, enquanto que a profundidade de calcificação de *G. ruber* (branca e rosa) (30 – 40 m), correspondem a condições da camada de mistura, com *G. ruber* (rosa) ocupando as menores profundidades (Sousa et al., 2014; Venancio et al., 2017). A profundidade de calcificação de *T. sacculifer* e *O. universa*, por outro lado, se estende para além da camada de mistura e, segundo Venancio et al. (2017), estas espécies não exibem variação sazonal sistemática em sua profundidade de calcificação.

Neste interglacial, o aumento da abundância de *G. ruber* (branca e rosa) parece estar relacionado ao aumento da profundidade da Camada de Máxima Clorofila em condições de máxima salinidade (> 36,5) em função do núcleo da Corrente do Brasil e da baixa disponibilidade de biomassa fitoplanctônica (Sousa et al., 2014). Além disso, o EIM 1 também é caracterizado por exibir valores relativamente elevados das espécies *G. calida* e *G. siphonifera*, ambas as espécies associadas aos ambientes subtropicais com distinta preferência por temperaturas subsuperficiais elevadas (Hilbrecht, 1996) (figura 67).

Valores muito reduzidos da abundância das espécies de águas mais frias e produtivas (*e.g.* *G. bulloides*) associado aos baixos valores da razão Gb/Gr , expressam o caráter oligotrófico do Oceano Atlântico Ocidental durante o EIM 1 (figura 66). Todas essas características corroboram a predominância da quente, salina e oligotrófica *TW* sobre a fria e produtiva *SACW* no Atlântico Sul Ocidental, promovendo a proliferação de espécies oligotróficas ao mesmo tempo que a abundância de espécies de caráter mais frio e produtivo diminuem constantemente durante o estágio interglacial atual. Valores elevados do $\delta^{13}C_{bent}$ são um indicativo do estabelecimento da *AMOC* forte ao longo do EIM 1; além disso, valores extremamente reduzidos da razão *PB* (figura 62) indicam que a efetividade da Pluma do Rio da Prata é praticamente nula durante o Interglacial Atual no Atlântico Sul Ocidental.

Caracterização Profunda do Atlântico Sul Ocidental desde o EIM 9 até o EIM 1

Os Eventos de Dissolução do $CaCO_3$ no Atlântico Sul Ocidental

A dissolução do $CaCO_3$ no Atlântico Sul Ocidental é controlada pelo aporte de águas de fundo subsaturadas que se intensifica durante os estágios glaciais, devido à maior influência da Água de Componente Sul (Água de Fundo Antártica), de caráter corrosivo, a qual ganha força e ocupa um maior volume e profundidades mais rasas que nos interglaciais (Curry & Oppo, 2005; Frenz & Henrich, 2007; Petró et al., 2016; Gonzales et al., 2017; Petró & Burone, 2018; Petró et al., 2018). Por outro lado, em ambientes onde grandes quantidades de matéria orgânica são distribuídas no fundo oceânico, a dissolução do carbonato pode ocorrer após o soterramento,

como consequência da oxidação da matéria orgânica, que resulta na acidificação das águas intersticiais (Dittert et al., 1999).

Desta forma, regiões com alta produtividade superficial podem proporcionar a dissolução, fornecendo grandes quantidades de matéria orgânica que alcançam o fundo oceânico. Entretanto, a margem continental brasileira é uma área tipicamente oligotrófica (Gaeta & Brandini, 2006) e tem sido assim desde o UMG, como observado neste estudo e por Toledo et al. (2007) e Pivel et al. (2013), principalmente se compararmos com a porção leste do Atlântico Sul (Rühlemann et al., 1999). Além disso, este estudo demonstra que nos intervalos onde ocorreram as maiores produtividades superficiais associadas ao aumento da intensidade dos eventos de ressurgência nos intervalos interglaciais (Lessa et al., 2017, 2019), ocorreram as maiores acumulações de CaCO_3 e as carapaças dos foraminíferos planctônicos encontravam-se mais bem preservadas, *e.g.*, nos subestágios 9e, 7e e 5e (figura 72).

Almeida et al. (2015) também reportaram o aumento da disponibilidade de matéria orgânica para o talude da Bacia de Santos em função do avanço para norte da pluma do Rio da Prata ao longo dos glaciais durante o Pleistoceno, indicado por mudanças na associação dos foraminíferos bentônicos. Entretanto, estes aumentos não são comparáveis com àquelas regiões onde a produtividade é maior e a oxidação da matéria orgânica causa a dissolução, como na região subjacente à ressurgência da Namíbia (Henrich et al., 2003).

Portanto, a dissolução do CaCO_3 na Bacia de Santos não é governada pela dissolução da matéria orgânica, nem sobre o fundo oceânico, nem após o seu soterramento (Gonzales et al., 2017), evidenciando que os ciclos de acumulação e dissolução do CaCO_3 no Atlântico Sul Ocidental exibem uma estreita relação com as mudanças globais na geometria das massas d'água profunda, em vez de alterações em mecanismos regionais (Petró et al., 2016; Gonzales et al., 2017; Petró & Burone, 2018; Petró et al., 2018).

Figura 72. Abundância relativa de *G. bulloides* (acima), teor de CaCO₃ (centro) e índice de fragmentação (abaixo) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Deste modo, nos intervalos com baixos valores do teor de CaCO₃ paralelamente ao aumento do IF, assumiu-se que as carapaças estavam sob influência da ACS (AABW), de caráter mais corrosivo (Petró et al., 2016; Gonzales et al., 2017; Petró & Burone, 2018; Petró et al., 2018), já que o aumento da dissolução (baixo teor de CaCO₃) aumentaria a proporção das carapaças de foraminíferos planctônicos fragmentadas (alto IF) (Berger, 1970; Le & Shackleton 1992; Kimoto et al., 2003; Petró et al., 2016). Por outro lado, nos intervalos onde foram observados valores

elevados do teor de CaCO_3 simultaneamente com valores reduzidos do IF, assumiu-se que as carapaças dos foraminíferos planctônicos estavam sob influência da ACN (*NADW*) de caráter menos corrosivo (Curry & Oppo, 2005; Gonzalez et al., 2017; Petró & Burone, 2018).

A diminuição na saturação do CaCO_3 foi registrada durante o UMG, elevando o horizonte da saturação da calcita em, aproximadamente, 1000 m mais rasa do que sua posição atual (Frenz & Henrich, 2007). Além disso, as profundidades maiores que ~ 2000 m no Atlântico Sul Ocidental durante o último período glacial foram ocupadas com Águas de Componente Sul, caracterizadas por um forte gradiente no sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ (Curry & Oppo, 2005; Jonkers et al., 2015; Wei et al., 2016). Como os testemunhos estudados foram recuperados de profundidade superiores a 2000 m, as alterações no estado de preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos expressariam as alterações na profundidade da lisoclina ao longo dos estágios glaciais/interglaciais (Gonzalez et al., 2017; Petró & Burone, 2018) que, no Holoceno, é definida pela interface entre a Água Profunda do Atlântico Norte (ACN) e a Água de Fundo Antártica (ACS) (Berger, 1968; Frenz & Henrich, 2007).

Conforme esperado, os maiores valores do teor de carbonato, assim como os menores valores do IF, ocorreram ao longo dos intervalos interglaciais, sugerindo a predominância da ACN, garantindo, desta forma, a melhor preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos durante esses estágios isotópicos (figura 73) (Curry & Oppo, 2005; Gonzalez et al., 2017; Petró & Burone, 2018). Entretanto, os estágios interglaciais também exibiram intervalos de baixa preservação, com valores elevados do IF ocorrendo em paralelo a queda no teor de CaCO_3 .

Durante o subestágio 9b, o maior valor pontual do IF em todo o período de estudo (52,5%) ocorreu simultaneamente à queda abrupta do teor de CaCO_3 . Um comportamento análogo foi observado no interglacial seguinte, durante o subestágio 7d, também caracterizado por exibir aumento significativo no IF paralelamente à queda súbita do teor de CaCO_3 . O EIM 5, apesar de exibir os valores mais elevados do teor de CaCO_3 em todo o período de estudo (*e.g.* 56,5% no 5e), apresentou três quedas (no 5d, 5b e na transição 5a – EIM 4) acompanhadas de dois aumentos significativos do IF.

Figura 73. De cima para baixo: teor de CaCO_3 , índice de fragmentação, curva isotópica do carbono e curva isotópica do oxigênio (foraminíferos bentônicos) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Os estágios glaciais no Atlântico Sul Ocidental, por outro lado, caracterizaram-se por apresentar baixo teor de CaCO_3 e baixa preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos (alto IF). Além do mais, foi possível identificar um padrão constante do comportamento do IF e do teor de CaCO_3 na região de estudo durante os glaciais EIM 8 e EIM 6. O IF exibiu os maiores valores junto a passagem interglacial-glacial e durante primeira metade de cada estágio glacial, enquanto no período deglacial e próximo das Terminações os valores foram bem menores, indicando uma melhora no ambiente de deposição das carapaças dos foraminíferos planctônicos. De maneira análoga, os menores valores percentuais do teor de CaCO_3 também foram registrados na primeira metade destes intervalos glaciais, enquanto que no deglacial e junto às Terminações foram registrados aumentos significativos, sugerindo um ambiente mais favorável à acumulação do CaCO_3 no Atlântico Sul Ocidental.

No EIM 8, os maiores valores do IF, concomitante com a queda considerável do teor de CaCO_3 , ocorreram no intervalo entre os subestágios 8c – 8b. Este intervalo é caracterizado pela queda constante do teor de CaCO_3 , exibindo valores quase sempre abaixo da média estimada para todo o período de estudo, registrando valor mínimo para este EIM no final do subestágio 8b. No subestágio 8a, por outro lado, os valores apresentaram-se sempre acima da média, além de um súbito aumento registrado junto à Terminação III.

No EIM 6, a maior queda no teor de CaCO_3 foi observada no intervalo entre os subestágios 6e – 6d, simultaneamente aos maiores valores do IF. Os valores percentuais do teor de CaCO_3 mantiveram-se sempre abaixo da média ao longo de todo o EIM 6, exceto no subestágio 6a e junto à Terminação II, onde registraram um aumento considerável do teor de CaCO_3 e valores muito reduzidos do IF, sugerindo um ambiente mais favorável à acumulação do CaCO_3 e, conseqüentemente, mais propício à preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos. No último estágio glacial, o EIM 4 apresentou os mais baixos percentuais do teor de CaCO_3 e um dos mais elevados valores do IF em todo o período de estudo.

O EIM 4 é caracterizado pelo decréscimo progressivo do teor de CaCO_3 , sempre abaixo da média, que termina exibindo o menor valor pontual observado em todo o período de estudo (9,5%), indicando que este estágio isotópico foi o menos propício à acumulação do CaCO_3 no Atlântico Sul Ocidental. O IF exibiu valores muito elevados ao longo de todo este estágio isotópico, representando o intervalo com a maior frequência de valores elevados (> 30%) ao longo de todo o

período de estudo. O EIM 3 caracteriza-se pelo aumento significativo do teor de CaCO_3 , iniciado no subestágio 3c que, apesar dos valores relativamente baixos, estes se mantiveram acima da média estimada durante os subestágios 3b e 3a. Seguindo esta tendência, o IF é caracterizado pela queda constante ao longo de todo o MIS 3. A inclinação em direção a um ambiente mais favorável à acumulação do CaCO_3 e, conseqüentemente, à preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos se acentuou no EIM 2, especialmente durante o deglacial. O final do EIM 2 é marcado pelo aumento abrupto do teor de CaCO_3 , que exibiu seu maior valor junto a Terminação I, enquanto que o IF exibiu valores relativamente reduzidos ao longo de todo este estágio isotópico.

O padrão de dissolução do CaCO_3 observado na região de estudo desde o EIM 9 até o EIM 1 se encaixa no modelo geral do padrão de dissolução do CaCO_3 do Oceano Atlântico, onde os períodos de maior acumulação foram notados durante os períodos interglaciais, junto as Terminações e durante os deglaciais, enquanto que as maiores dissoluções foram observadas nos glaciais e nas transições interglacial-glacial (Hodell et al., 2001; Flores et al., 2003). Além disso, os intervalos de queda no teor de CaCO_3 , junto com o aumento do IF, ocorreram simultaneamente à queda significativa do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, sugerindo a diminuição da intensidade da AMOC e a presença da ACS, de caráter mais corrosivo, tanto nos intervalos glaciais (especialmente nos intervalos entre os subestágios 8c – 8b e 6e – 6d e no EIM 4) quanto interglaciais (e.g., 9b, 7d, 5d e 5b), no Atlântico Sul Ocidental. A redução da AMOC foi compensada pelo aumento da produção de águas profundas do Oceano Austral, caracterizado pelo $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ bem reduzido, ocupando um volume maior e profundidades mais rasas no Atlântico Sul Ocidental (Curry & Oppo, 2005).

As mudanças significativas no sinal isotópico do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, em conjunto com as alterações nos *proxies* de dissolução do carbonato indicaram, consistentemente, mudanças na paleohidrografia do Atlântico Sul Ocidental, caracterizado pela presença de ACS em períodos de diminuição da intensidade da AMOC e assinalado pela queda do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, contrastando com período onde a AMOC estava mais intensa, caracterizada pela presença da ACN, apontada pelo aumento considerável do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$. Esta alteração na preservação do CaCO_3 ao longo do período de estudo expressou, coerentemente, as alterações na profundidade da lisoclina, sugerindo que sua posição encontrava-se inferior a 2000 m de profundidade nos intervalos glaciais, especialmente durante os intervalos 8c – 8b, 6e – 6d e no EIM 4, mas também durante os interglaciais, e.g, nos subestágios 9b, 7d, 5d e 5b, porém mais brevemente. O aumento do IF simultaneamente à queda do teor de CaCO_3 e do

sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ sugerem, consistentemente, uma expansão para norte da Água de Fundo Antártica, atuando de modo mais intenso durante os glaciais sobre o talude do Atlântico Sul Ocidental (Curry & Oppo, 2005; Gonzalez et al., 2017; Petró & Burone, 2018).

Nos interglaciais, a expansão da ACS para norte e a sua influência no Atlântico Sul Ocidental ocorreu com maior frequência no EIM 5, (*e.g.*, 5d, 5b e na passagem 5a – EIM 4). De acordo com Govin et al. (2009), durante o subestágio 5d, a diminuição do calor transportado para as águas superficiais circumpolares e o resfriamento nas altas latitudes austrais teria incrementado a formação do gelo marinho, o que teria aumentado a formação da Água de Fundo Antártica. A circulação de fundo do Oceano Austral é caracterizada pelo aumento da formação da Água de Fundo Antártica, que expandiu para norte e atingiu profundidades mais rasas durante o subestágio 5d, no limite 5a – EIM 4 (Govin et al., 2009) e, possivelmente, também durante o subestágio 5b, conforme observado neste estudo, sugerindo que a circulação profunda do Atlântico Sul Ocidental apresentou condições muito próximas às condições glaciais. De maneira análoga, o subestágio 7d, que reflete o resultado de uma incomum baixa insolação que rapidamente produziu uma grande cobertura de gelo nas altas latitudes (Cheng et al., 2009), parece ter provocado o aumento da formação da Água de Fundo Antártica, indicado pelo registro da queda do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, impactando negativamente a preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos e o teor de CaCO_3 na região de estudo.

No EIM 9, o padrão atípico dos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bent}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ junto com as súbitas alternâncias entre períodos de alta e baixa preservação do CaCO_3 , pode ser, ainda, um reflexo, ou o último vestígio, da reorganização da circulação superficial do oceano Atlântico Sul durante o *Mid-Brunhes Event* (MBE) (Berger & Wefer, 2003). Além do mais, a queda do teor de CaCO_3 e os valores elevados do IF registrados indicaram que o impacto da alteração da geometria das massas d'água profunda e da profundidade da lisoclina sobre o CaCO_3 depositado no fundo oceânico na região de estudo durante o subestágio 9b foi tão expressivo quanto os registrados nos períodos glaciais. Essas informações apontam que, mesmo durante os intervalos interglaciais, a hidrografia profunda do Oceano Atlântico Sul Ocidental registrou, brevemente, condições muito semelhantes a um estágio glacial, com ACS limitando a acumulação do CaCO_3 e, conseqüentemente, impactando o grau de preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos no talude da região de estudo.

Acumulação do CaCO_3 e Preservação dos Foraminíferos Planctônicos no Atlântico Sul Ocidental

O início do restabelecimento das condições favoráveis à acumulação do CaCO_3 e à preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos no Atlântico Sul Ocidental, *i.e.* alto teor de CaCO_3 e baixo FI, foi observado no período deglacial, acentuando-se nas Terminações e se consolidando nos estágios interglaciais. No EIM 8, esta melhora teve início no subestágio 8a, e se intensificou junto à Terminação III, assinalado pelo aumento abrupto do teor de CaCO_3 simultâneo à queda do IF, acompanhado, paralelamente, do aumento significativo dos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$. De maneira análoga, na Terminação IIIA, o súbito aumento do teor de CaCO_3 e a queda do IF também foram seguidas pelo aumento do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$. No penúltimo intervalo glacial, o subestágio 6a evidenciou um súbito aumento do teor de CaCO_3 junto a Terminação II, assim como a queda no IF, simultaneamente ao aumento significativo do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$. Este restabelecimento, sempre acompanhado pelo aumento do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, sugere o fortalecimento da AMOC e, por conseguinte, o aumento da contribuição da ACN no Atlântico Sul Ocidental (Curry & Oppo, 2005).

Este aumento do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ ao final de cada um destes estágios glaciais, bem como da Terminação IIIA, parece refletir a transição do “modo frio” para o “modo quente” da AMOC, conforme proposto por Böhm et al. (2015). Seguindo este modelo, a AMOC passaria para o modo pleno de convecção de águas profundas nas altas latitudes, com a NADW ocupando grandes profundidades e recirculando próximo de 3000 m em direção a Antártica. O aumento da intensidade da AMOC teria resultado em um aumento do volume NADW, provocando a migração da lisoclina para profundidade superior a 2000 m no Atlântico Sul Ocidental (Petró et al., 2016; Gonzales et al., 2017; Petró & Burone, 2018; Petró et al., 2018), inicialmente durante o deglacial e se intensificando junto as Terminações III, IIIA e II. Desta forma, o aumento da influência da ACN no Atlântico Sul Ocidental, e o consequente aprofundamento da lisoclina na região de estudo, possibilitaram o acúmulo do CaCO_3 e a boa preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos durante esses períodos, conforme apontado pelos *proxies* de dissolução utilizados neste estudo.

No último estágio glacial, o restabelecimento das condições favoráveis à acumulação do CaCO_3 e à preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos no Atlântico Sul Ocidental teve início no subestágio 3c, acentuando-se em torno de 45 mil anos, quando o Atlântico Sul

Ocidental exibiu o seu último máximo glacial, conforme observado neste estudo. Este restabelecimento, caracterizado pelo aumento significativo do teor de CaCO_3 junto com a queda no IF, também foi seguido pelo súbito aumento do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ sugerindo o fortalecimento da AMOC.

O aumento do fortalecimento da AMOC e o aumento significativo do teor de CaCO_3 junto com a queda do IF a partir do subestágio 3c sugerem o aumento da influência da ACN sobre o talude do Atlântico Sul Ocidental. No entanto, apesar do EIM 2 registrar, novamente, variabilidades na intensidade da AMOC em escala milenar (Chiessi et al., 2015), os dados apontam que esta variabilidade não afetou negativamente a acumulação do CaCO_3 e a preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos como no EIM 4, por exemplo. Além disso, a queda do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ observada ao longo do EIM 2 não ocorreu de forma de tão acentuada quanto às registradas nos EIM 4, 6 e 8, ou mesmo nos interglaciais 9b, 7d, 5d e 5b, sugerindo, da mesma forma, que o enfraquecimento da AMOC foi relativamente menor. Essas observações estão em acordo com Gonzales et al. (2017), que reportaram que durante o último estágio glacial a profundidade de compensação da aragonita e da lisoclina eram bem mais rasas durante os EIM 4 e 3.

A partir de, aproximadamente, 20 mil anos, constatou-se o início do aumento do teor de CaCO_3 , que se intensificou junto a Terminação I. O EIM 1 registrou o estabelecimento de condições favoráveis à acumulação do CaCO_3 e à preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos, caracterizado por valores elevados do teor de CaCO_3 e valores muito reduzidos do IF, indicando a presença efetiva da ACN com a lisoclina em profundidade superior a 2000 m, no Atlântico Sul Ocidental (Berger, 1968; Frenz & Henrich, 2007; Gonzalez et al., 2017; Petró & Burone, 2018).

Reconstrução Paleoceanográfica do Atlântico Sul Ocidental desde o EIM 9 até o EIM 1

A utilização de foraminíferos planctônicos na caracterização da região de estudo permitiu a reconstrução paleoceanográfica do Atlântico Sul Ocidental desde o EIM 9 até o EIM 1 e demonstrou que os intervalos interglaciais (com exceção do EIM 9) são caracterizados pela estabilidade da TW, quente e salina, conduzida pela Corrente do Brasil sob a condição da AMOC mais forte (figura 74). Em situações de AMOC mais intensa, o fluxo da Corrente do Brasil diminui (Chiessi et al., 2015), tornando-a mais instável, favorecendo a formação de vórtices e incrementando os eventos ressurgência da SACW (Silveira et al., 2000) da região de estudo. Esses

sistemas de ressurgência são favorecidos pela topografia da margem continental, mudanças na orientação da linha de costa e interações com ventos de nordeste (Silveira et al., 2000), mais comuns durante os verões. Desta forma, a produtividade durante os interglaciais é controlada pelo aumento da intensidade das ressurgências (Lessa et al., 2017, 2019), já que condições de verão, isto é, eventos prolongados de ventos de nordeste e situações de instabilidade do fluxo da Corrente do Brasil são mais comuns nestes estágios isotópicos.

Figura 74. Paleo-TSM anual (acima) e variação isotópica do carbono ao longo do testemunho KF-18 (vermelho) e KF-16.

Lessa et al. (2017, 2019) reportaram que o aumento da intensidade da ressurgência, responsável por sua expansão durante os interglaciais, é governado pela alta excentricidade ($>0,033$) registrada nestes estágios isotópicos. No entanto, durante o EIM 7, os valores pontualmente elevados da abundância de *G. bulloides* registrados somente no testemunho mais próximo da costa indicaram que a ressurgência não se expandiu durante o subestágio 7e assim como no 5e e no 9e. Além disso, este mecanismo não é capaz de explicar a expansão da

ressurgência registrada durante o último estágio glacial (EIM 3), quando a excentricidade foi $\leq 0,02$ durante todo este intervalo (Portilho-Ramos et al., 2019) e nem o aumento da intensidade desses eventos registrados no final do EIM 6. Isto sugere que não existe uma relação clara entre as forçantes orbitais e o aumento da intensidade das ressurgências no Atlântico Sul Ocidental, indicada a partir de valores elevados ($> 15\%$) da abundância de *G. bulloides*.

Da mesma forma, não existe uma relação clara entre os parâmetros astronômicos e a força relativa de cada interglacial (Lang & Wolff, 2011). Segundo estes autores, a obliquidade é maior na segunda metade dos últimos 800 mil anos, porém interglaciais fortes estão associados com ambos, alta forçantes precessional (EIM 5) e baixa forçante precessional (EIM 11). Assim sendo, interglaciais fortes, particularmente em registros isotópicos marinhos, tendem a seguir glaciais fortes, sugerindo que nós não devemos esperar que a força de um interglacial seja instantaneamente influenciada pelas forçantes astronômicas (Lang & Wolff, 2011).

Os estágios interglaciais também são caracterizados pela alta capacidade de acumulação do CaCO_3 e preservação das carapaças dos foraminíferos planctônicos, devido a maior influência da ACN na região de estudo durante esses períodos (figura 75) (Petró et al., 2016; Gonzales et al., 2017; Petró & Burone, 2018; Petró et al., 2018). No entanto, os EIM 7 e 5 registraram breves episódios de dissolução do CaCO_3 , relacionado ao aumento da influência da ACS no Atlântico Sul Ocidental, ambos em períodos de AMOC menos intensa, durante os subestágios 7d, 5d e 5b. Os EIM 7 e 5 também são caracterizados pela baixa influência da Pluma do Rio da Prata, mas, apesar disso, sua presença foi brevemente registrada nos subestágios 7d, 5d e 5b.

Este estudo demonstrou que durante os intervalos de menor atuação da Pluma do Rio da Prata (e.g., 9e, 7e, 5e e EIM 1), foram registradas as maiores acumulações de CaCO_3 no Atlântico Sul Ocidental. Além disso, os intervalos de maior abundância de *G. bulloides*, e os mais intensos eventos de ressurgência (e.g., 9e, 5e e 3a) também foram simultâneos às menores atuações da Pluma do Rio da Prata no Atlântico Sul Ocidental (figura 76), corroborando Chiessi et al. (2007) que reportaram uma relação inversa entre a abundância desta espécie e a presença da Pluma do Rio da Prata ao norte da Confluência Brasil-Malvinas. Durante o EIM 1 a presença da Pluma do Rio da Prata é praticamente nula no Atlântico Sul Ocidental.

Figura 75. Teor de CaCO_3 (acima), índice de fragmentação (centro) e curva isotópica do carbono ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

O EIM 9, por outro lado, apresentou características bem distintas dos demais interglaciais. Este EIM é caracterizado por exibir paleo-TSM reduzidas em um ambiente bem mais instável, sob influência marcante da Pluma do Rio da Prata e do avanço da Frente Subtropical em direção ao equador (figura 77). Além disso, o aumento da dissolução do CaCO_3 registrado no subestágio 9b indicou a presença efetiva da ACS, sob a influência da AMOC menos intensa (figura 75). No entanto, o padrão de produtividade superficial apresentado no EIM 9, registrando a expansão

offshore do sistema de ressurgência costeira, também foi observado, como no EIM 5 (figura 77). Esta combinação de características comuns aos intervalos glaciais e interglaciais exibida ao longo do EIM 9, sugere que este comportamento pode ser, ainda, um reflexo, ou o último vestígio, da reorganização da circulação superficial do oceano Atlântico Sul Ocidental durante o *Mid-Brunhes Event* (MBE).

Figura 76. Razão PB (acima), teor de CaCO₃ (centro) e abundância relativa da espécie *G. bulloides* (abaixo) ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Figura 77. De cima para baixo: Paleo-TSM anual, Razão PB e abundâncias relativas das espécies *G. inflata* e *G. bulloides* ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

Os estágios glaciais (com exceção do EIM 3) são caracterizados pela instabilidade da *TW*, devido às condições de inverno mais comuns durante estes intervalos, ou seja, a maior incidência de ventos de sudoeste associados ao aumento de passagens de frentes frias, pela influência do avanço da Frente Subtropical em direção ao equador e pela presença marcante da Pluma do Rio da Prata na região de estudo. Apesar disso, a efetividade da Pluma do Rio da Prata ao longo do EIM 2 foi bem inferior do que as registradas nos EIM 8, 6 e 4.

Durante os estágios glaciais a *AMOC* tornou-se mais fraca, reduzindo o fluxo da Corrente Norte do Brasil e intensificando o fluxo da Corrente do Brasil (Chiessi et al., 2015). O aumento do fluxo da Corrente do Brasil diminuiria a sua instabilidade, prevenindo a formação de vórtices que favorecem a ressurgência da *SACW* para a zona fótica. O empilhamento de águas oceânicas na margem sudeste brasileira, devido a maior incidência de ventos de sudoeste, e a diminuição da formação dos vórtices, devido ao aumento da estabilidade da Corrente do Brasil, dificultariam a ocorrência de eventos de ressurgência durante os glaciais.

Desta forma, a produtividade durante os estágios glaciais foi controlada por: (1) aumento da disponibilidade dos nutrientes acumulados na Profundidade de Máxima Clorofila para a zona fótica, decorrente do aumento da instabilidade da coluna d'água, refletido no aumento da abundância de *N. dutertrei*, e (2) aumento da influência da Pluma do Rio da Prata intensificando a disponibilidade de matéria orgânica para o talude continental, refletido no aumento da abundância dos foraminíferos bentônicos (figura 78). Além do mais, sob condições de fluxo mais fraco da Corrente Norte do Brasil, o fluxo para sul da Corrente do Brasil teria redirecionado o excesso de calor para o Atlântico Sul, atuando como um importante condutor e armazenador de parte do calor não transportado para o Hemisfério Norte (figura 74) (Chiessi et al., 2015).

Os períodos de *AMOC* mais fraca, mais comuns durante os estágios glaciais, também são caracterizados por alterações na geometria das massas d'água profundas, resultando na diminuição da profundidade da lisoclina e no aumento da influência da ACS em profundidades superiores a 2000 m, aumentando a dissolução do CaCO_3 e a fragmentação das carapaças dos foraminíferos planctônicos no Atlântico Sul Ocidental (Petró et al., 2016; Gonzales et al., 2017; Petró & Burone, 2018; Petró et al., 2018). Apesar do enfraquecimento da *AMOC* registrado durante o EIM 2, não foram registrados eventos de dissolução, sugerindo que a efetividade da ACS foi menor do que nos demais estágios glaciais (*e.g.* EIM 8, 6 e 4). No entanto, os períodos deglaciais

são marcados pela diminuição da dissolução enquanto que as Terminações III, IIIA, II e I são caracterizadas pelo súbito aumento do acúmulo do CaCO_3 , indicando a diminuição da efetividade da ACS no Atlântico Sul Ocidental, sugerindo o início da transição do “modo frio” para o “modo quente” da *AMOC*, conforme o modelo proposto por Böhm et al. (2015) (figura 75).

O EIM 3, por outro lado, exibiu características bem distintas dos demais estágios glaciais. A queda da dissolução do CaCO_3 e a queda da paleo-TSM registradas ao longo do EIM 3 sugerem o fortalecimento da *AMOC*, a partir da diminuição da influência da ACS e da redistribuição do calor armazenado no Atlântico Sul Ocidental para o Hemisfério Norte. A redistribuição do calor armazenado no Atlântico Sul Ocidental a partir do fortalecimento da *AMOC* pode explicar o súbito resfriamento registrado no EIM 3 por volta de 45 mil anos. O último máximo glacial no Atlântico Sul Ocidental foi registrado em 43,6 mil anos e a partir de então deu início a um aquecimento até, aproximadamente, 20 mil anos. Este resfriamento anômalo em torno de 45 mil anos seguido pelo aquecimento até 20 mil anos, simultaneamente ao aumento ao volume de gelo global e ao resfriamento das altas latitudes, parece ser um comportamento global das latitudes baixas e médias (Pahnke & Sachs, 2006; Santos et al., 2017; Dauner et al., 2019).

Essas mudanças distintas na temperatura entre as latitudes baixas/médias e altas implicariam no aumento do gradiente termal durante o último estágio glacial e pode ter resultado no aumento do transporte de umidade para as altas latitudes (Pahnke & Sachs, 2006). Ainda de acordo com estes autores, o aumento no fornecimento de umidade para os polos pode ter sido fundamental em assegurar e favorecer o crescimento contínuo das geleiras durante o último período glacial, culminando no máximo de cobertura de gelo e resfriamento das altas latitudes em torno de 20 mil anos. Isto ressalta o papel das latitudes baixas a médias no sistema climático global e enfatiza o seu potencial como importantes protagonistas nos ciclos glaciais do Quaternário Superior (Pahnke & Sachs, 2006).

Figura 78. De cima para baixo: abundâncias relativas das espécies *N. dutertrei*, *G. inflata*, razão PB e abundância relativa de *G. bulloides* ao longo dos testemunhos KF-18 (vermelho) e KF-16 (azul).

CONCLUSÕES

O uso de foraminíferos planctônicos mostrou-se fundamental na caracterização do Atlântico Sul desde o EIM 9 até o EIM 1. Além disso, o estudo aqui apresentado é uma contribuição para o desenvolvimento da paleoceanografia nacional, pois aborda, com detalhes, as características paleoceanográficas mais importantes desta porção do Oceano Atlântico, em cada um dos nove estágios isotópicos marinhos compreendidos nos últimos 322 mil anos. A caracterização do Atlântico Sul Ocidental desde o EIM 9 até o EIM 1 está representada na figura 79 e descrita logo abaixo:

- **EIM 9**

- *Intervalo 9e – 9c: expansão offshore do sistema de ressurgência costeira e acumulação do CaCO_3*

O EIM 9 é caracterizado por exibir as paleo-TSM mais amenas dentre os interglaciais abordados neste estudo. O intervalo 9e – 9c, no entanto, registrou as paleo-TSM mais elevadas do EIM 9 e, além disso, é marcado pela alta produtividade superficial em função da expansão do sistema de ressurgências costeiras na margem sudeste do Brasil, sugerindo eventos prolongados de ventos de nordeste incidindo sobre a superfície da região de estudo ao longo de verões intensos no Atlântico Sul Ocidental. Este intervalo também é marcado pela alta acumulação do CaCO_3 que, de acordo com os valores elevados do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, é um indicativo que a AMOC estava intensa, sugerindo uma lisoclina profunda e a presença da ACN sobre o talude da região de estudo. A efetividade da Pluma do Rio da Prata durante este intervalo foi irrelevante.

- *Subestágio 9b: influência do Rio da Prata e dissolução do CaCO_3*

Este subestágio é marcado pela queda na paleo-TSM, indicando a mudança no regime climático regional, sugerindo o aumento de ventos de sudoeste relacionado ao aumento da passagem de frentes frias no Atlântico Sul Ocidental. O empilhamento de águas oceânicas sobre a

margem continental sudeste do Brasil, em razão da maior incidência de ventos de sudoeste, prejudicaria a ocorrência de eventos ressurgência da SACW para a zona fótica. Desta forma, o aumento da produtividade durante o subestágio 9b foi um reflexo do aumento da disponibilidade dos nutrientes acumulados na Profundidade Máxima de Clorofila para a zona fótica, em função do aumento da turbulência da coluna d'água. Além disso, a presença da pluma do Rio da Prata também interferiu na produtividade durante o subestágio 9b, aumentando consideravelmente a disponibilidade de matéria orgânica para o talude continental. Este intervalo também é marcado pelo aumento da dissolução do CaCO_3 que, de acordo com a queda abrupta do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, é um indicativo do enfraquecimento da AMOC, da diminuição da profundidade da lisoclina e do aumento da influência da ACS sobre o talude do Atlântico Sul Ocidental. As características paleoclimáticas e paleoceanográficas registradas durante o subestágio 9b indicaram que este intervalo tem muitas semelhanças com um período glacial.

➤ *Subestágio 9a: restabelecimento da ressurgência e da acumulação do CaCO_3*

O subestágio 9a caracteriza-se pelo aumento da paleo-TSM, sugerindo o retorno de condições climáticas mais brandas, ou seja, a diminuição da passagem de frentes frias e o aumento da incidência prolongada de ventos de nordeste sobre a região de estudo. Estas condições favoreceram a ocorrência da expansão *offshore* da ressurgência costeira, impulsionando a produtividade superficial durante o subestágio 9a no Atlântico Sul Ocidental. A pluma do Rio da Prata sofreu uma retração para sul. O aumento considerável na acumulação do CaCO_3 é um indicativo do aumento da profundidade da lisoclina e do aumento da influência da ACN na região de estudo, sugerindo o fortalecimento da AMOC, assinalado pelo aumento do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$.

• **EIM 8**

➤ *Intervalo 8c – 8b: acúmulo de calor, aumento da dissolução do CaCO_3 e influência da pluma do Rio da Prata*

Durante este intervalo, o enfraquecimento da *AMOC*, indicado pela queda súbita do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, provavelmente diminuiu o fluxo da Corrente Norte do Brasil e intensificou o fluxo da Corrente do Brasil, que atuou como um importante condutor e armazenador de calor, redirecionando a parte não transportada pro hemisfério norte, para o hemisfério sul, elevando consideravelmente a paleo-TSM do Atlântico Sul Ocidental. Além disso, este intervalo é marcado pelo aumento da dissolução do CaCO_3 , sugerindo a diminuição da profundidade da lisoclina e o aumento da efetividade da ACS na região de estudo. A diminuição da formação de vórtices que favorecem a ressurgência da SACW para a zona fótica, em razão da maior intensidade da Corrente do Brasil, e o empilhamento de águas oceânicas na margem sudeste brasileira, devido a maior incidência de ventos de sudoeste, parecem ter dificultado a ocorrência de eventos de ressurgência durante intervalo 8c – 8b. Desta forma, a produtividade da região de estudo foi controlada pelo aumento da disponibilidade dos nutrientes acumulados na Profundidade de Máxima Clorofila para a zona fótica, decorrente do aumento da instabilidade da coluna d'água e pelo aumento da influência da pluma do Rio da Prata em função do nível do mar mais baixo.

➤ *Subestágio 8a: liberação de calor e atenuação da dissolução*

O subestágio 8a é marcado pela queda considerável da paleo-TSM e pela atenuação da dissolução do CaCO_3 depositado no leito oceânico da região de estudo que, de acordo com o aumento do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, é indicativo da transição do “modo frio” (mais fraca) para o “modo quente” (mais forte) da *AMOC*. O fortalecimento da *AMOC* teria intensificado o fluxo da Corrente Norte do Brasil, transportando o calor armazenado no hemisfério sul para o hemisfério norte e reduzindo significativamente a paleo-TSM no Atlântico Sul Ocidental. Além disso, a redução da dissolução iniciada no deglacial e intensificada junto a Terminação III é um indicativo do aumento da profundidade da lisoclina, sugerindo o aumento do volume e da efetividade ACN no Atlântico Sul Ocidental. A produtividade foi controlada pelo aumento da disponibilidade dos nutrientes acumulados na Profundidade Máxima de Clorofila para a zona fótica, já que a efetividade da pluma do Rio da Prata na região de estudo diminuiu expressivamente durante o subestágio 8a.

• **EIM 7**

➤ *Subestágio 7e: ressurgência em um interglacial fraco*

O subestágio 7e é marcado por paleo-TSM amenas, pela alta acumulação do CaCO_3 e pela paleoprodutividade superficial governada pela ressurgência da SACW na zona fótica da região de estudo. No entanto, o aumento significativo da espécie indicadora registrado somente no testemunho mais próximo à costa sugere que o sistema de ressurgências costeiras não apresentou uma expansão *offshore* durante o subestágio 7e como observado nos demais interglaciais (*e.g.* EIM 9 e EIM 5). O intervalo interglacial mais fraco como o EIM 7 não promoveu um subestágio 7e tão quente quanto o 5e, por exemplo, e por isso, não promoveu uma melhoria climática rápida e de grande magnitude após um estágio glacial. Isto sugere que durante o EIM 7 os verões não foram tão intensos e os episódios de ventos de nordeste não foram tão prolongados conforme observado nos interglaciais EIM 9 e 5, resultando em eventos de ressurgência com intensidades relativamente inferiores e, por isso, não se expandiram com a mesma força que os observados nos subestágios 9e e 5e, mesmo exibindo valores elevados de excentricidade ($>0,033$). Portanto, valores elevados de excentricidade durante um interglacial nem sempre asseguram o aumento da intensidade dos eventos de ressurgência no Atlântico Sul Ocidental.

➤ *Subestágio 7d: similaridades ambientais glaciais*

Este subestágio é caracterizado pela queda da paleo-TSM e pela interrupção da ressurgência, sugerindo mudanças nas condições climáticas e atmosféricas, como o aumento da incidência de ventos de sudoeste e da passagem de frentes frias na região de estudo. Apesar de o aumento da incidência de ventos de sudoeste provocarem o empilhamento de águas oceânicas na margem sudeste brasileira, a passagem mais frequente de frentes frias parece ter intensificado a turbulência da camada de mistura, aumentando a disponibilidade de nutrientes acumulados na Profundidade Máxima de Clorofila para a zona fótica. Além disso, o aumento da efetividade da pluma do Rio da Prata incrementou a paleoprodutividade durante este subestágio. A queda súbita do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ é um indicativo do enfraquecimento da AMOC, que teria reduzido a profundidade da lisoclina em razão da retração da ACN e, conseqüentemente, aumentado a efetividade da ACS no

Atlântico Sul Ocidental. No entanto, o aumento abrupto do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ junto com a queda considerável da dissolução registrada na Terminação IIIA, sugerem o fortalecimento da AMOC e a diminuição da efetividade da ACS, aumentando a profundidade da lisoclina e restabelecendo as condições favoráveis à acumulação do CaCO_3 no Atlântico Sul Ocidental.

➤ *Intervalo 7c – 7a: aumento da estabilidade superficial marinha*

O intervalo 7c – 7a é caracterizado pelo aumento significativo da paleo-TSM, sugerindo a presença efetiva da TW, quente e salina, sobre a zona fótica, aumentando a profundidade da termoclina e prevenindo a ocorrência de eventos intensos de ressurgência da SACW na região de estudo. O aumento da estabilidade do ambiente em razão do aumento da estratificação da superficial marinha parecem ter impedido a distribuição de nutrientes acumulados na Profundidade Máxima de Clorofila para a zona fótica, impactando a produtividade superficial; além disso, a influência da pluma do Rio da Prata sobre a produtividade foi insignificante durante este intervalo. Este intervalo é marcado pela alta acumulação do CaCO_3 , exceto durante o subestágio 7a, que é marcado pelo aumento da dissolução especialmente próximo ao limite com o subestágio 6e.

- **EIM 6**

➤ *Intervalo 6e – 6d: intensificação da dissolução do CaCO_3 e da influência da pluma do Rio da Prata*

O EIM 6 é caracterizado por valores reduzidos do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ (exceto no subestágio 6a), sugerindo que a AMOC esteve mais fraca durante quase todo o penúltimo estágio glacial. Desta forma, o intervalo 6e – 6d é marcado pelo aumento da dissolução, sugerindo a diminuição da profundidade da lisoclina em razão presença acentuada da ACS sobre o leito oceânico da região de estudo. A produtividade durante este intervalo é governada pelo aumento da disponibilidade de nutrientes acumulados na Profundidade Máxima de Clorofila para a zona fótica, a partir da intensificação da turbulência da camada de mistura, devido ao aumento da passagem de frentes

frias, mais frequentes durante os glaciais. Além disso, o aumento da influência da pluma do Rio da Prata incrementou a produtividade, aumentando a disponibilidade de matéria orgânica para o talude continental em função do nível do mar mais baixo durante o intervalo 6e – 6d no Atlântico Sul Ocidental.

➤ *Subestágio 6c: acúmulo de calor e retração da pluma do Rio da Prata*

O subestágio 6c é marcado pelo aumento considerável da paleo-TSM, assinalando o aquecimento do Atlântico Sul Ocidental durante o penúltimo estágio glacial, em razão de parte do calor não transportado para o hemisfério norte, ter sido redirecionado para o hemisfério sul através do fluxo mais intenso da Corrente do Brasil. A produtividade durante o subestágio 6c foi a mais baixa de todo EIM 6, devido a queda na disponibilidade de nutrientes da Profundidade Máxima de Clorofila para a zona fótica, devido ao aumento da estratificação provocado pelo aquecimento da região de estudo. Além disso, a presença da pluma do Rio da Prata registrada somente no testemunho mais próximo da costa é um indicativo da diminuição da sua efetividade no Atlântico Sul Ocidental, sugerindo o início de sua retração em direção à Antártica.

➤ *Intervalo 6b – 6a: liberação de calor e aumento da produtividade superficial glacial*

Este intervalo é caracterizado pela redução significativa da paleo-TSM e pelo aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, sugerindo o aumento da intensidade da AMOC, e assinalando a transição do “modo frio” para o “modo quente” da AMOC, conforme modelo proposto por Böhm et al. (2015). A paleoprodutividade glacial parece ter sido controlada por intrusões ocasionais de nutrientes acumulados na Profundidade Máxima de Clorofila e breves, porém intensos, episódios de ressurgência, durante o intervalo 6b – 6a. Como aumento da intensidade da ressurgência está relacionado aos verões intensos interglaciais, a ocorrência desses eventos pode ter sido o efeito de intensos episódios de ventos de nordeste durante os breves verões austrais deste intervalo glacial. No entanto, o aumento da intensidade da ressurgência foi registrado somente no testemunho mais próximo à costa, evidenciando a menor efetividade da ressurgência durante os

glaciais. A Terminação II é marcada pelo súbito aumento do acúmulo do CaCO_3 , sugerindo o aumento da profundidade da lisoclina e da efetividade da ACN no Atlântico Sul Ocidental.

- **EIM 5**

- *Subestágio 5e: expansão offshore da ressurgência costeira e acúmulo de CaCO_3*

O subestágio 5e é caracterizado pela expansão *offshore* do sistema de ressurgência costeira, impulsionando a produtividade superficial marinha no Atlântico Sul Ocidental. Valores elevados do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, apontaram para o estado mais intenso da AMOC durante o subestágio 5e, o que levaria a diminuição da intensidade do fluxo da Corrente do Brasil e ao aumento da ocorrência de meandros e vórtices, favorecendo a ressurgência da SACW na região de estudo. Além disso, este intervalo caracteriza-se pela prolongada incidência de ventos de nordeste durante os verões interglaciais, provocando a expansão *offshore* do sistema de ressurgência costeira durante o 5e no Atlântico Sul Ocidental. Este intervalo também é distinto pela grande acumulação de CaCO_3 , sugerindo o aumento da profundidade da lisoclina e a consolidação da efetividade da ACN sobre o leito oceânico da região de estudo.

- *Subestágio 5d: interrupção da ressurgência e mudanças paleoceanográficas proximais*

Este subestágio caracteriza-se pela interrupção da ressurgência costeira, sugerindo o aumento da efetividade da TW, quente e salina, sobre a zona fótica, aumentando a profundidade da termoclina e, assim, dificultando a ocorrência da intrusão da SACW, mais fria e produtiva, na região de estudo. O subestágio 5d é marcado pelo aumento da dissolução do CaCO_3 somente no registro mais raso, em razão da sua maior distância do núcleo da ACN que, por isso, esteve mais susceptível à alterações na profundidade da lisoclina (baixo $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ – AMOC fraca) do que o registro mais profundo. Da mesma forma, a influência da pluma do Rio da Prata notada apenas no registro mais próximo da costa, sugere que o seu menor alcance pode ter sido o resultado menor expansão da Corrente das Malvinas em direção ao equador, em função de um nível do mar relativamente mais alto do que nos glaciais.

➤ *Subestágio 5c: restabelecimento da ressurgência costeira*

A característica mais marcante deste subestágio é o restabelecimento da ressurgência costeira, intensa, controlando a produtividade superficial marinha, sugerindo a redução da efetividade da *TW* e a diminuição da profundidade da termoclina, favorecendo a intrusão da *SACW* na zona fótica da região de estudo. Além disso o subestágio 5c é caracterizado pelo aumento da acumulação do CaCO_3 e pela ausência da influência da pluma do Rio da Prata.

➤ *Subestágio 5b: modificações efêmeras na paleoceanografia regional*

O breve subestágio 5b apresentou muitas características comuns aos intervalos glaciais: *AMOC* mais fraca (baixo $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$), diminuição da ocorrência de ressurgências costeiras, aumento da influência da pluma do Rio da Prata e aumento da dissolução do CaCO_3 . A produtividade superficial da região de estudo foi baixa durante todo esse subestágio, já que a ressurgência da *SACW* e a intrusão de nutrientes acumulados em zonas subsuperficiais foram praticamente suprimidas durante este subestágio. O avanço da pluma do Rio da Prata, por outro lado, contribuiu para o aumento da disponibilidade de matéria orgânica para o fundo oceânico. O aumento da dissolução sugere a diminuição da profundidade da lisoclina e a atuação, breve porém intensa, da *ACS* durante este subestágio no Atlântico Sul Ocidental.

➤ *Subestágio 5a: estabilidade da camada de mistura e oligotrofia*

Este subestágio é marcado pela intensificação da *AMOC* (alto $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$), o que garante um fluxo mais instável da Corrente do Brasil e a formação de vórtices que, junto com a incidência prolongada de ventos de nordeste sobre a superfície oceânica, favoreceriam a ocorrência da ressurgência costeira na região de estudo. No entanto, este subestágio é marcado pelo aumento da efetividade da *TW* e pela ausência de registros de ressurgência, sugerindo a maior estabilidade da camada de mistura, com a termoclina mais profunda evitando a penetração de águas ricas em nutrientes na zona fótica. Além do mais, a ausência da influência da pluma do Rio da Prata sobre a

produtividade da região de estudo faz deste subestágio o mais oligotrófico do EIM 5. O limite 5a – EIM 4 é marcado por uma queda abrupta da paleo-TSM, registrando o menor valor do penúltimo intervalo interglacial no Atlântico Sul Ocidental.

- **O Último Estágio Glacial**

- *EIM 4: dissolução do CaCO_3 , acúmulo de calor e influência do Rio da Prata*

O EIM 4 é caracterizado por paleo-TSM elevadas devido ao redirecionamento de parte do calor não transportado para o hemisfério norte, via Corrente Norte do Brasil (mais fraca), para o hemisfério sul, via Corrente do Brasil (mais forte), em razão do enfraquecimento da AMOC (baixo $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$). Além disso, a alta dissolução do CaCO_3 registrada durante este estágio é um forte indicativo da diminuição da profundidade da lisoclina e da presença efetiva da ACS na região de estudo. A produtividade superficial foi baixa durante o EIM 4, já que os fenômenos de ressurgência costeira parecem ter sido prejudicados pelo aumento da espessura da camada de mistura e da estratificação da coluna d'água, impedindo a intrusão de águas mais frias e ricas em nutrientes na zona fótica. A pluma do Rio da Prata, no entanto, atuou como um importante fornecedor de matéria orgânica para o talude continental durante este período no Atlântico Sul Ocidental.

- *EIM 3: o último máximo glacial subtropical, atenuação da dissolução do CaCO_3 e expansão offshore da ressurgência glacial*

O EIM 3 é marcado pela queda progressiva da paleo-TSM e pela menor temperatura registrada no último estágio glacial em, aproximadamente, 43,6 mil anos, caracterizando o último máximo glacial no Atlântico Sul Ocidental. Este resfriamento progressivo seria consequência do aumento do transporte do calor armazenado no Atlântico Sul para o hemisfério norte, a partir do fortalecimento Corrente Norte do Brasil, em razão da intensificação da AMOC (aumento do $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$). Este EIM registrou uma considerável atenuação na dissolução do CaCO_3 , sugerindo um aumento na profundidade da lisoclina e a diminuição da efetividade da ACS na região de estudo. A produtividade durante este glacial foi governada fortemente pela expansão da ressurgência

costeira, especialmente no subestágio 3a. Isto sugere que não existe uma relação clara entre as forçantes orbitais e o aumento da intensidade das ressurgências no Atlântico Sul Ocidental uma vez que valores elevados da excentricidade ($> 0,033$) não é capaz de explicar a expansão da ressurgência registrada durante o último estágio glacial, quando a excentricidade foi $\leq 0,02$ durante todo este intervalo.

➤ *EIM 2: acúmulo de calor e oligotrofia*

O EIM 2 é caracterizado pelo acúmulo de calor devido ao enfraquecimento da Corrente Norte do Brasil (*AMOC* mais fraca, baixo $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$), que diminuiu a pirataria de calor para o hemisfério norte e, por isso, manteve as paleo-TSM elevadas durante este estágio glacial no Atlântico Sul. A produtividade superficial marinha foi muito baixa durante o EIM 2, já que a ressurgência costeira foi prejudicada pelo aumento da efetividade da *TW* e pelo aumento da profundidade da termoclina, prevenindo intrusão da *SACW* e dos nutrientes acumulados na Profundidade de Máxima Clorofila para a zona fótica da região de estudo.

• **EIM 1**

➤ *O Interglacial atual: acúmulo de CaCO_3 e consolidação da oligotrofia*

O estágio interglacial atual é marcado por temperaturas elevadas e por um ambiente altamente oligotrófico, caracterizado pela presença marcante da *TW*, quente e salina, cobrindo a zona fótica, aumentando a profundidade da termoclina e prevenindo a ocorrência de intensos eventos de ressurgência. Além disso, o EIM 1 é marcado pela alta acumulação do CaCO_3 , assinalando a consolidação da influência da ACN sobre o leito oceânico do Atlântico Sul Ocidental.

Figura 79 (página anterior). Caracterização do Atlântico Sul Ocidental com base nos principais indicadores utilizados neste estudo; de baixo para cima: intensidade da AMOC (com base na curva isotópica do carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$)), paleo-TSM anual, produtividade superficial (com base na abundância relativa de *G. bulloides*), turbulência da camada de mistura (com base na abundância relativa de *N. dutertrei*), influência da pluma do Rio da Prata (com base na razão PB), variação na geometria de massas de água profunda (com base no teor de CaCO_3) e variação na profundidade da lisoclina (com base no índice de fragmentação).

Com base nos resultados aqui apresentados, é possível responder as principais questões que conduziram a elaboração desta tese.

1. *Todos os EIM glaciais passaram por períodos de acúmulo de calor? Dentre estes, quais foram os intervalos de maior acúmulo de calor no Atlântico Sul?*

Todos os EIM glaciais exibiram períodos de acúmulo de calor, exceto o EIM 3. Este, por sua vez, caracterizou-se por exibir o último máximo glacial subtropical em, aproximadamente, 43,6 mil anos. Os intervalos glaciais de maior acúmulo de calor foram o intervalo 8c – 8b, o subestágio 6c, o EIM 4 e o EIM 2.

2. *Além disso, quais foram os intervalos de maior dissolução do CaCO_3 ? Os EIM interglaciais exibiram intervalos de dissolução do CaCO_3 ?*

Os intervalos de maior dissolução do CaCO_3 foram o intervalo 8c – 8b, o intervalo 6e – 6d e o EIM 4. Os intervalos interglaciais também exibiram eventos de dissolução do CaCO_3 , registrados nos subestágios 9b, 7d, 5d e 5b.

3. *O aumento da intensidade da ressurgência, caracterizado por sua expansão offshore, é sempre registrado nos EIM interglaciais? Que outros fatores controlam o aumento da produtividade superficial marinha?*

Como os eventos de ressurgência na área de estudo estão relacionados a incidência de ventos de nordeste sobre a superfície, é esperado que essas condições (predominantes durante o verão austral), sejam mais frequentes nos intervalos interglaciais, caracterizados por climas mais

brandos, enquanto que os glaciais são caracterizados por climas mais rigorosos. No entanto, este estudo observou que nem todos os EIM interglaciais apresentaram expansão efetiva da ressurgência costeira (e.g., 7e). Este estudo também reportou o aumento da intensidade da ressurgência glacial no fim do penúltimo glacial e, além deste, a expansão da ressurgência no último intervalo glacial (e.g. EIM 3), corroborando Portilho-Ramos et al. (2019). Os outros fatores que controlam o aumento da produtividade superficial marinha são o aumento da turbulência da camada de mistura e a influência da pluma do Rio da Prata, especialmente durante os glaciais.

4. É possível observar um padrão entre os EIM glaciais e entre os EIM interglaciais?

Não foi possível determinar um “padrão glacial” ou um “padrão interglacial” no Atlântico Sul Ocidental pois cada EIM exibiu características muito particulares. No entanto, alguns eventos foram comuns entre intervalos glaciais e interglaciais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, A.L., Cirano, M., Pereira, J., Marta-Almeida, M., 2014. Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos-Campos region of Brazil. *Cont. Shelf Res.* 85, 42–59.
- ALBUQUERQUE, A.L.S., Belém, A.L., Zuluaga, F.J.B., Cordeiro, L.G.M., Mendoza, U., Knoppers, B.A., Gurgel, M.H.C., Meyers, P.A., Capilla, R., 2014. Particle Fluxes and Bulk Geochemical Characterization of the Cabo Frio Upwelling System in Southeastern Brazil: Sediment Trap experiments between spring 2010 and Summer 2012. *An. Acad. Bras. Cienc.* 86, 601–620.
- ALMEIDA, F. K., de Mello, R. M., Costa, K. B., and Toledo, F. A. L., (2015) The response of deep-water benthic foraminiferal assemblages to changes in paleoproductivity during the Pleistocene (last 769.2 kyr), western South Atlantic Ocean: *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 440: 201–212.
- BARD, E., Rickaby, R.E.M., (2009) Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate: *Nature*. Vol 460 p. 380 - 384
- BARKER, S., Diz, P., Vautravers, M.J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I.R., Broecker, W.S. (2009). Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature* 457, 1097–1102.
- BAUCH, Henning A; Kandiano, Evgenia S; Helmke, Jan Peter (2013): Stable isotope ratios and relative abundance of planktic foraminifera in sediment core PS1243-1. *PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.805292>,
- 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: Funnell, B.M.; Riedel, W.R. (Eds) *Micropaleontology of Oceans*. Cambridge University Press, London, p. 105-149.
- BÉ, A.W.H.; Bishop, J.K.B.; Sverdrlove. M.S.; Gardner, W.D. 1985. Standing stock, vertical distribution and flux of planktonic foraminifera in the Panama Basin. *Mar. Micropaleontol.*, 9:307-333.
- BÉ, A.W.H. (1977) An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay, A.T.S. (Ed.). *Oceanic Micropaleontology*, Academic Press, London, p. 1-100.

- BECQUEY, S., GERSONDE, R., 2002. Past hydrographic and climatic changes in the Subantarctic Zone of the South Atlantic—the Pleistocene record from ODP Site 1090. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 182 (3), 221–239.
- BELEM, A.L., Castelao, R.M., Albuquerque, A.L., 2013. Controls of subsurface temperature variability in a western boundary upwelling system. *Geophys. Res. Lett.* 40, 1362–1366.
- BERGER, W.H. & DIESTER-HAASS, L. (1988) Paleoproductivity: the benthic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index. *Marine Geology*, 81 15-25.
- BERGER, W.H., Wefer, G., 2003. On the dynamics of the ice ages: stage-11 paradox, midbrunhes climate shift, and 100-ky cycle. In: *Earth's Clim. Orbital Eccentricity. Mar. Isot. Stage 11 Quest. Geophys. Monogr*, vol. 137. pp. 41–59.
- BERGER, W.H. e Wefer, G. (1996) Central Themes of South Atlantic Circulation. In: WEFER, G., BERGER, W. H., SIEDLER, G. e WEBB, D. J. (Ed.). *The South Atlantic: present and past circulation*. Berlin: Springer-Verlag. p. 1-11.
- BERGER, W.H., (1968). Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep-Sea Research* 15, 31-43.
- BERGER, W.H. (1970) Planktonic foraminifera: Selective solution and the lysocline. *Marine Geology*, 8, 111-138.
- BERGER, W.H. (1973) Deep-sea carbonates: Pleistocene dissolution cycles: *Journal of Foraminiferal Research*, 3, 187-195.
- BICKERT, T., W. B. Curry, and G. Wefer (1997) Late Pliocene to Holocene (2.6–0 Ma) western equatorial Atlantic deep-water circulation: Inferences from stable isotopes, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 154, 239– 253.
- 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. doi:10.1038/nature14059
- 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 et al., 1996;
- BROECKER, W. S. (1991) The Great Ocean Conveyor Belt. *Oceanography*, 4 (2), 79-89

- BRYDEN, H. L., L. M. Beal, and L. M. Duncan (2005), Structure and transport of the Agulhas Current and its temporal variability, *J. Oceanogr.*, 61, 479–492.
- BYLINSKAYA, M.E. (2005) Range and stratigraphic significance of the *Globorotalia crassaformis* plexus. *Journal of Iberian Geology*, 31(1), 51-63.
- CALEY, T., Giraudeau, J., Malaizé, B., Rossignol, L., Pierre, C. (2012) Agulhas leakage as a key process in the modes of Quaternary climate changes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(18), 6835-9. doi: 10.1073/pnas.1115545109
- CALEY, T., F. J. C. Peeters, A. Biastoch, L. Rossignol, E. van Sebille, J. Durgadoo, B. Malaizé, J. Giraudeau, K. Arthur, & R. Zahn (2014), Quantitative estimate of the paleo-Agulhas leakage, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1238–1246, doi:10.1002/2014GL059278.
- CAMILLO JR, E. (2007) Foraminíferos planctônicos em resposta às mudanças oceanográficas no Atlântico Tropical oeste durante os últimos 30.000 anos. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 206 p.
- CAMPOS, E.J.D., Lentini, C.A.D., Miller, J.L., Piola, A.R. (1999) Interannual variability of the sea surface temperature in the South Brazil Bight. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (14): 2061-2064.
- CAMPOS, E.J.D.; Velhote, D.; da Silveira, I.C.A. (2000). Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophys. Res. Lett.*, 27 (6): 751-754.
- CASTELAO, R.M., Barth, J.A., 2006. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: the importance of wind stress curl. *Geophys. Res. Lett.* 33, 2–5.
- CERDA, C. & CASTRO, B.M. (2014) Hydrographic climatology of South Brazil Bight shelf waters between Sao Sebastiao (24°S) and Cabo Sao Tome (22°S). *Continental Shelf Research* 39: 5–14.
- CHENG, H.; Fleitmann, D.; Edwards, R.L.; Wang, X.; Cruz, F.W.; Auler, A.S.; Mangini, A.; Wang, Y.; Kong, X.; Burns, S.J.; Matter, A. 2009. Timing and structure of the 8.2 kyr event inferred from $\delta^{18}\text{O}$ records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. *Geology*, 37(11): 1007-1010.
- CHIESSI, C. M., Ulrich, S., Mulitza, S., Pätzold, J., & Wefer, G. (2007) Signature of the Brazil-Malvinas Confluence (Argentine Basin) in the isotopic composition of planktonic foraminifera from surface sediments, *Mar. Micropaleontol.*, 64, 52–66.

- CHIESSI, C. M., Mulitza, S., Mollenhauer, G., Silva J.B., Groenveld, J., & Prange, M. (2015) Thermal evolution of the western South Atlantic and adjacent continent during Termination 1. *Clim. Past*, 11, 915-929.
- CIOTTI, Á. M., Odebrecht, C., Fillmann, G., and Moller, O. O. (1995) Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf, *Cont. Shelf Res.*, 15, 1737–1756.
- CLIMAP Project Members (1976) The surface of ice-age earths. *Science*, 191, 1131- 1137.
- COLLING, A. (2001) *Ocean Circulation*. Oxford: Butterworth-Heinemann. 286 p.
- 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. *Mar. Geol.* 182, 325–349.
- COSTA, K.B., Camillo Jr, E., Santarosa, A.C.A., Iwai, F.S., Quadros, J.P., Leipnitz, I., Toledo, F.A.L. (2018) Menardiiform planktonic foraminifera stratigraphy from middle Pleistocene to Holocene in the western South Atlantic. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 21 (3) 225-237.
- CRIVELLARI, S., Chiessi, C.M., Kuhnert, H., Häggi, C., Mollenhauer, G., Hefter, J., Portilho-Ramos, R., Schefub, Mulitza, S. (2019) Thermal response of the western tropical to slowdown of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Earth and Planetary Science Letters* 519, 120-129.
- CROWLEY, T. J. (1992) North Atlantic Deep Water cools the southern hemisphere, *Paleoceanography*, 7, 489–497.
- 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.
- CURRY, W. B., CROWLEY, T. J. (1987) The $\delta^{13}\text{C}$ of equatorial Atlantic surface waters: implications for ice age pCO_2 levels. *Paleoceanography*, 2 (5), 489-517. doi:10.1029/PA002i005p00489
- DAMUTH, J.E. (1975) Quaternary climate change as revealed by calcium-carbonate fluctuations in western equatorial Atlantic sediments. *Deep-Sea Research*, 22, 725-743.
- DARLING, K.F., Kucera, M., Kroon, D., Wade, C.M., 2006. A resolution for the coiling direction paradox in *Neoglobobulimina pachyderma*. *Paleoceanography* 21, PA2011.

- DAUNER, A.L.L., Mollenhauer, G., Bicego, M.C., de Souza, M.M., Nagai, R.N., Figueira, R.C.L., de Mahiques, M.M., Sousa, S.H.M., Martins, C.C. (2019) Multi-proxy reconstruction of the sea surface and subsurface temperatures in the western South Atlantic over the last ~ 75 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 215, 22-34.
- de MAHIQUES, M.M., Tessler, M.G., Ciotti, A.M., da Silveira, I.C.A., Souza, 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.
- de MAHIQUES, M.M.; Tassinari, C.C.G.; Marcolini, S.; Violante, R.A.; Figueira, R.C.L.; Silveira, I.C.A.; Burone, L.; Souza, S.H.M. (2008). Nd and Pb isotope signatures on the Southeastern South American upper margin: Implications for sediment transport and source rocks. *Mar. Geol.*, 250: 51-63.
- de MAHIQUES, M. M., Sousa, S. H. M., Burone, L., Nagai, R. H., Silveira, R. C. L., Soutelino, R. G., Ponsoni, L., Klein, D. A. (2011) Radiocarbon geochronology of the sediments of the São Paulo Bight (southern Brazilian upper margin), *An Acad Bras Cienc*, 83, 817–834.
- de SOUZA, R. B. and Robinson, I. S. (2004) Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current, *Cont. Shelf Res.*, 24, 241–262.
- DEMASTER, D. J. (2002) The accumulation and cycling of biogenic silica in the Southern Ocean: Revisiting the marine silica budget, *Deep- Sea Res. Pt. II*, 49, 3155–3167
- DITBERT, N., Baumann, K.-H., Bickert, T., Heinrich, R., Huber, R., Kinkel, H. e Meggers, H. (1999) Carbonate Dissolution in the Deep-Sea: Methods, Quantification and Paleoceanographic Application In: Fischer, G., Wefer, G. (Ed.). *Use of proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Berlin: Springer-Verlag. p. 255-284.
- 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 global deepwater circulation. *Paleoceanography*, 3(3), 343-360.
- EPICA, C.M., 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623–628.
- ERICSON, D.B. & Wollin, G. (1968) Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. *Science*, 162, 1227-1234.

- FAIRBANKS, R.G., WIEBE, P., (1980) Foraminifera and chlorophyll maximum: vertical distribution, seasonal succession, and paleoceanographic significance. *Science* 209, 1524–1525 (80).
- FAIRBANKS, R.G., Wiebe, P.H., Bé, A.W.H. (1980) Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the western North Atlantic. *Science* 207, 61–63.
- FARIDUDDIN, M. & Loubere, P. (1997) The surface ocean productivity response of deeper water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 32, 289-310.
- 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. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 15(2), 173-188.
- FLORES, J.-A.; Marino, M.; Sierro, F.J.; Hodell, D.A.; Charles, C.D. (2003) Calcareous plankton dissolution pattern and coccolithophore assemblages during the last 600 kyr at ODP Site 1089 (Cape Basin, South Atlantic): paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196, 409–426.
- FRENZ, M.; Henrich, R. 2007. Carbonate dissolution revealed by silt grain-size distribution: comparison of Holocene and Last Glacial Maximum sediments from the pelagic South Atlantic. *Sedimentology*, 54: 391-404.
- FRENZ, M., Höppner, R., Stuut, J.-B.W., Wagner, T., Henrich, R. (2003) Surface sediment bulk geochemistry and grain-size composition related to the oceanic circulation along the South American Continental Margin in the Southwest Atlantic. In: Wefer, G., Multiza, S., Ratmeyer, V. (Eds.). *The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of material budgets and current systems*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo, p. 347-373.
- GAETA, S.A.; Brandini, F.P. (2006). Produção primária do fitoplâncton na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: Rossi-Wongtschowski, C.L.D.B.; Madureira, L., S.-P. *O Ambiente Oceanográfico da plataforma continental e do talude na região Sudeste-Sul do Brasil*. Edusp, p. 219-264.
- GERHARDT, S., Groth, H., Ruhlemann, C., Henrich, R. (2000) Aragonite preservation in late Quaternary sediment cores on the Brazilian Continental Slope: implications for intermediate water circulation. *International Journal of Earth Sciences*, 88, 607-618.
- GERSONDE, R.; Abelmann, A.; Brathauer, U.; Becquey, S.; Bianchi, C.; Cortese, G.; Grobe, H.; Kuhn, G.; Niebler, H.-S.; Segl, M.; Sieger, R.; Zielinski, U.; Fütterer, D.K. (2003). Last glacial

- sea surface temperatures and sea-ice extent in the Southern Ocean (Atlantic-Indian sector): A multiproxy approach. *Paleoceanography*, 18(3): 1061.
- GERSONDE, R.; Crosta, X.; Abelmann, A.; Armand, L. 2005. Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum- a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. *Quat. Sci. Rev.*, 24: 869-896.
- GIRAUDEAU, J., Monteiro, P.M.S., Nikodemus, K., 1993. Distribution and malformation of living coccolithophores in the northern Benguela upwelling system off Namibia. *Mar. Micropaleontol.* 22 (1), 93–110.
- GODAD, S.P., Divakar, P., Malmgren, B.A., (2011) Marine micropaleontology sea surface temperature changes during May and August in the western Arabian Sea over the last 22 kyr : implications as to shifting of the upwelling season. *Mar. Micropaleontol.* 78, 25–29.
- GONI, G.J.; Wainer, I. (2001). Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. *J. Geophys. Res.*, 106(C12): 31117-31128.
- GONZALES, M.V., de Almeida, F.K., Costa, K.B., Santarosa, A.C.A., Camillo Jr, E., Quadros, J.P., Toledo, F.A.L. (2017) HELP Index: *Hoeglundina elegans* preservation index for marine sediments in the western South Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*, 47 (1): 56-69.
- GORDON, A.H., Zebiak, S.E., Bryan, K. (1992) Climate variability and the Atlantic Ocean. *Eos (Transactions of the American Geophysical Union)* 79: 161, 164-165.
- GOVIN, A., E. Michel, L. Labeyrie, C. Waelbroeck, F. Dewilde, and E. Jansen (2009), Evidence for northward expansion of Antarctic Bottom Water mass in the Southern Ocean during the last glacial inception, *Paleoceanography*, 24, PA1202, doi:10.1029/2008PA001603.
- 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 paleoceanography – examples from the South Atlantic*, Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 69-90.
- HAMMER, O., HARPER, D.A.T. (2006) *Paleontological Data Analysis*. Blackwell Publishing, London, 351p.
- HELLMER, H. H. (2004), Impact of Antarctic ice shelf basal melting on sea ice and deep ocean properties, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L10307, doi:10.1029/2004GL019506.

- HEMLEBEN C., Spindler, M., Breiting, I., Deuser, W. (1985) Field and laboratory studies on the ontogeny and ecology of some glodorotaliid species from the Sargasso Sea off Bermuda. *Journal of Foraminiferal Research*, 15, 254-272.
- HEMLEBEN, C., Spindler, M., Anderson, O. R. (1989) *Modern planktonic foraminifera*. Berlin, Heidelberg, New York, Springer, 363 p.
- HENRICH, R., Baumann, K.H., Gerhardt, S., Gröger, M., Volbers, A. 2003. Carbonate preservation in deep and intermediate water masses in the South Atlantic: evaluation and geological record (a review). In: Wefer, G., Mulitza, S., Ratmeyer, V. (eds), 2003, *The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of Material Budgets and Current Systems*. Springer-Verlag, p. 645-670.
- 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 Zürich, Neue Folge*. No. 300, Zürich.
- HODELL, D.A., Charles, C.D., Sierro, F.J. (2001) Late Pleistocene evolution of the ocean's carbonate system. *Earth and Planetary Science Letters*, 192: 109-124.
- HODELL, D. A., K. A. Venz, C. D. Charles, and U. S. Ninnemann (2003), Pleistocene vertical carbon isotope and carbonate gradients in the South Atlantic sector of the Southern Ocean, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(1), 1004, doi:10.1029/2002GC000367.
- HOWE, J.N.W, Piotrowski, A.M., Noble, T.L., Mulitza, S, Chiessi, C.M., Bayon, G. (2016) North Atlantic deep water production during the last glacial maximum. *Nature Communications*, 7, 11765.
- HOWE, J.N.W, Huang, K., Oppo, D.W, Chiessi, C.M, Mulitza, S., Blusztajn, J., Piotrowski, A.M. (2018) Similar mid-depth Atlantic water mass provenance during the Last Glacial Maximum and Heinrich Stadial 1
- IMBRIE, J., Mix, A.C., Martinson, D.G. (1993) Milankovitch theory viewed from Devils Hole. *Nature*, 363, 531-533.
- JENNERJAHN, T.C., Ittekkot, V., Arz, H.W., Behling, H., Patzold, J, Wefer, G. (2004) Asynchronous terrestrial and marine signals of climate change during Heinrich events. *Science*, 306, 2236-2239.
- JOHNS, W.E.; Lee, T.N.; Beardsley, R.C.; Candela, J.; Limeburner, R.; Castro, B. (1998). Annual cycle and variability of the North Brazil current. *J. Phys. Ocean.*, 28(1): 103-128.

- JONKERS, L., Zahn, R., Thomas, A., Henderson, G., Abouchami, W., François, R., Masque, P., Hall, I.R., Bickert, T., 2015. Deep circulation changes in the central South Atlantic during the past 145 kyrs reflected in a combined $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$, neodymium isotope and benthic $\delta^{13}\text{C}$ record. *Earth Planet. Sci. Lett.* 419, 14–21.
- JOUZEL, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M., & Wolff, E.W. (2007) Climate variability over the past 800 000 years, *Science*, 317, 793, Data archived at the World Data Center for Paleoclimatology, Boulder, Colorado, USA.
- KEMLE-VON MUCKE, S. & Oberhänsli, H. (1999) The Distribution of Living Planktic Foraminifera in Relation to Southeast Atlantic Oceanography. In: Fischer, G. & Wefer, G. (Eds.). *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*, Springer-Verlag, Berlin, p. 91–115.
- KENNETT, J.P., & SRINIVASAN, M., (1983). *Neogene Planktonic Foraminifera: A Phylogenetic Atlas*. Hutchinson Ross, Stroudsburg (273 pp).
- KIM J.H. & SCHNEIDER, R.R. (2003) Low-latitude control of interhemispheric sea-surface temperature contrast in the tropical Atlantic over the past 21 kyears: The possible role of SE trade winds. *Climate Dynamics* 21: 337–347.
- KIMOTO K., Takaoka H., Oda M., Ikehara M., Matsuoka H., Okada M., Oba T., Taira, A. (2003). Carbonate dissolution and planktonic foraminiferal assemblages observed in three piston cores collected above the lysocline in the western equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology*, 47: 227-251.
- KOHL, B., Fillon, R.H., Roberts, H.H. (2004) Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Pleistocene Lagniappe delta and related section, north eastern Gulf of Mexico. In: Andersen, J.B. & FILLON, R. (Eds.). *Late Quaternary Stratigraphic Evolution of the Gulf of Mexico Basin*. SEPM, Special Publication, 79, 189-216.
- KUCERA, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., Chen, M., Mix, A.C., Barrows, T.T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, S., Waelbroeck, C. (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.

KUCERA, M. (2003) Numerical approach to microfossil proxy data. Lecture notes for Summer School Paleoceanography: Theory and field evidence, IAMC Geomare 2003, p. 66-90.

KUCERA, M., 2007. Planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. In: Claude, H.M., Anne De, V. (Eds.), *Developments in Marine Geology: Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*. Elsevier, Montreal, pp. 213–262.

LANG, N. & WOLFF, E.W. (2011) Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives. *Clim. Past*, 7, 361–380.

LE, J., and Shackleton, N. J. (1992) Carbonate dissolution fluctuations in the western equatorial Pacific during the late Quaternary: *Paleoceanography*, v. 7, p. 142.

LESSA, D.V., Ramos, R.P., Barbosa, C.F., da Silva, A.R., Belem, A., Turcq, B., Albuquerque, A.L., (2014). Planktonic foraminifera in the sediment of a western boundary upwelling system off Cabo Frio, Brazil. *Mar. Micropaleontol.* 106, 55–68.

LESSA, D.V., Venancio, I.M., dos Santos, T.P., Belem, A.L., Turcq, B.J., Sifeddine, A., Albuquerque, A.L.S., 2016. Holocene oscillations of Southwest Atlantic shelf circulation based on planktonic foraminifera from an upwelling system (off Cabo Frio, Southeastern Brazil). *The Holocene* 26, 1175–1187.

LESSA, D.V., Santos, T.P., Venancio, I.M., Albuquerque, A.L.S., 2017. Offshore expansion of the Brazilian coastal upwelling zones during Marine Isotope Stage 5. *Glob. Planet. Chang.* 158, 13–20.

LESSA, D.V., Santos, T.P., Venancio, I.M., Santarosa, A.C.A., Camillo Jr., E., Toledo, F.A.L., Costa, K., Albuquerque, A.L.S., 2019. Eccentricity-induced expansions of Brazilian coastal upwelling zones. *Glob. Planet. Chang.* 158, 13–20.

LISIECKI, L.E. & Raymo, M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20.

MACEDO, J. M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 3, n. 3, p. 159-173, 1989.

- MACKENSEN, A., Rudolph, M., Kuhn, G. (2001) Late Pleistocene deep-water circulation in the subantarctic eastern Atlantic. *Global and Planetary Change*, 30, 197-229.
- MAGURRAN, A.E. (2003) *Measuring biological diversity*. Blackwell Publishing, Oxford. 256p.
- MALMGREN, B.A., Kucera, M., Nyberg, J., Waelbroeck, C. (2001) Comparison of statistical and artificial neural network techniques for estimating past sea surface temperatures from planktonic foraminifer census data. *Paleoceanography*, 16(0), 1–11.
- MARTÍNEZ-MÉNDEZ, G., Zahn, R., Hall, I.R., Peeters, F.J.C., Pena, L.D., Cacho, I., Ne-gre, C., (2010). Contrasting multiproxy reconstructions of surface ocean hydrography in the Agulhas Corridor and implications for the Agulhas Leakage during the last 345,000 years. *Paleoceanography* 25, 1–12. <http://dx.doi.org/10.1029/2009PA001879>.
- MATANO, R.P.; Schlax, M.G.; Chelton, D.B. 1993. Seasonal variability in the southwestern Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 98(C10): 18027-18036.
- MATSUMOTO, K., Chase, Z., and Kohfeld, K. (2014) Different mechanisms of silicic acid leakage and their biogeochemical consequences, *Paleoceanography*, 29, 238–254.
- MÉMERY, L., Arthan, M., Alvarez-Salgado, X. A., Messias, M.-J., Mercier, H., Castro, C. G., & Rios, A. F. (2000) The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic: *Progress in Oceanography*, v. 47, p. 69–98.
- MIKROTAX. [mikrotax.org](http://www.mikrotax.org) – A System for Web-delivery of Taxonomy, in <http://www.mikrotax.org/pforams/>
- MIX, A., Ruddiman, W. F., and McIntyre, A. (1986) Late Quaternary paleoceanography of the tropical Atlantic, 1: Spatial variability of annual mean sea-surface temperatures, 0-20,000 years B.P., *Paleoceanography*, 1, 43–66.
- MIX, A.C. (1987) The oxygen-isotope record of glaciation. In: Ruddiman, W.F. & Wright, H.E. (Eds.). *The Geology of North America*, Vol. K-3, North America and adjacent oceans during the last deglaciation, Geological Society of America, Boulder CO, p. 111–135.
- 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., Max, L., Hebbeln, D., Baumgart, A., Krück, N., Jennerjahn, T. (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.
- MÖLLER, O. O., Piola, A. R., Freitas, A. C., and Campos, E. J. D. (2008) The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America, Cont. Shelf Res., 28, 1607–1624, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.012>.
- MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. (2007). Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2, p. 531-549.
- MOROZOV, E. G., Demidov, A. N., Tarakanov, R. Y., & Zenk, W. (2010) Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water structure and Flows: Springer Science & Business Media, London, 266 p.
- MUDELSEE, M. & SCHULZ, M. (1997) The mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka, Earth Planet. Sc. Lett., 151, 117–123.
- NIEBLER, H.S., Hubberten, H.W., Gersonde, R. (1999) Oxygen isotope values of planktic foraminifera: a tool for the reconstruction of surface water stratification in: Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Springer-Verlag, Berlin, p. 165-189. Fischer, G., Wefer, G.
- OBERHÄNSLI, H., Benier, C., Meinecke, G., Schmidt, H., Schnider, R., & Wefer, G. (1992) Planktonic Foraminifers as Tracers of Ocean Currents in the Eastern South Atlantic. Paleoceanography, vol., 7, no. 5, pp. 607-632.
- OLSON, D. B., Podestá, G. P., Evans, R. H., and Brown, O. B. (1988) Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas Currents, Deep-Sea Res. Pt. A, 35, 1971–1990.
- PAGES, P.I.W.G. of P, 2016. Interglacials of the last 800,000 years. Rev. Geophys. 54, 162–219.
- PAHNKE, K., Sachs, J.P. (2006) Sea surface temperatures of southern midlatitudes 0-160 kyr B.P. Paleoceanography 21, 1-17.
- PARKER, F.L. & BERGER, W.H., 1971. Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the South Pacific. Deep-Sea Res., 18:73 107.
- PEETERS, F.J.C., Brummer, G.J., Ganssen, G., 2002. The effect of upwelling on the distribution and stable isotope composition of Globigerina bulloides and Globigerinoides ruber (planktic foraminifera) in modern surface waters of the NW Arabian Sea. Glob. Planet. Chang. 34, 269–291.

- PEETERS, F.J.C., et al., 2004. Vigorous exchange between the Indian and Atlantic oceans at the end of the past five glacial periods. *Nature* 430 (7000), 661–665.
- PETERSON, L.C., PRELL, W.L. (1985) Carbonate dissolution in recent sediments of the eastern equatorial Indian Ocean: preservation patterns and carbonate loss above the lysocline. *Marine Geology*, 64: 259-290.
- PETERSON, R. G. e Stramma, L. (1991) Upper-level circulation in the South Atlantic. *Proceedings in Oceanography*, 26, 1-73.
- PETRÓ, S.M., BURONE, L. (2018) Changes in water masses in the Late Quaternary recorded at Uruguayan Continental Slope (South Atlantic Ocean). *Journal of Sedimentary Environments*, 3 (4): 280-289.
- PETRÓ, S.M., Ritter, M., Pivel, M.A.G., (2015) Definição de zona tafonomicamente ativa para sedimentos carbonáticos pelágicos, in *Anais do XV Congresso da ABEQUA*.
- PETRÓ, S.M., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C., 2016. Paleooceanographic changes through the last 130 ka in the Western South Atlantic based on planktonic foraminifera. *Revista Brasileira de Paleontologia* 19 (1), 3–14.
- PETRÓ, S.M., Costa, E.O., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C., (2018) Lysocline and CCD fluctuations record in Pelotas Basin during the Late Quaternary. *Anuário do Instituto de Geociências/UFRJ*. DOI: 10.11137/2018_2_710_719
- PETRÓ, S.M., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C., (2018b) Foraminiferal solubility rankings: a contribution to the search for consensus. *Journal of Foraminiferal Research*, v. 48, no. 4, pp. 301-313.
- PFLAUMANN, U., Duprat, J., Pujol, C., Labeyrie, L. (1996) SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Paleoceanography*, 11, 15-35.
- PIMENTA, F.M., Campos, E.J.D., Miller, J.L., Piola, A.R. (2005) A numerical study of the Plata River Plume along the Southeastern South American continental shelf. *Brazilian Journal of Oceanography*, 53(3/4), 129-146.
- PIOLA, A.R., Matano, R.P., Palma, E.D., Möller Jr, O.O., Campos, E.J.D. (2005) The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters*, 32 (L01603).

- 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.
- POOLE, R., & TOMCZAK, M. (1999) Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline: Deep-Sea Research, Part I, Oceanographic Research Papers, v. 46, p. 1895–1921, doi: 10.1016/S0967-0637(99)00025-4.
- PORTILHO-RAMOS, R., Ferreira, F., Lago, L. C., Da Silva, A. G. V., Jaworski, K. S., and Toledo, M. B.: (2014) Globorotalia crassaformis optimum event: a new late Quaternary biostratigraphic marker for the southeastern Brazilian margin, *Palaaios*, 29, 578–593
- PORTILHO-RAMOS, R., Pinho, T.M.L., Chiessi, C.M., Barbosa, C.F. (2019) Understanding the mechanisms behind high glacial productivity in the southern Brazilian margin. *Climate of the Past* 15, 943-955.
- PORTILHO-RAMOS, R., Ferreira, F., Calado, L., Frontalini, F., de Toledo, M.B., 2015. Variability of the upwelling system in the southeastern Brazilian margin for the last 110,000years. *Glob. Planet. Chang.*
- PORTILHO-RAMOS, R., Rios-netto, A.M., Barbosa, C.F., (2006) Caracterização bioestratigráfica do Neógeno Superior da Bacia de Santos com base em foraminíferos planctônicos: *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 9, p. 349–354.
- PRELL, W.L. & Damuth, J.E. (1978) The climate- related diachronous disappearance of Pulleniatina obliquiloculata in the Late Quaternary sediments of the Atlantic and Caribbean. *Marine Micropaleontology*, 3, 267-277.
- QUADROS, J.P., Toledo, F.A.L. (subm.) Coccolithophore ecobiostratigraphy for the last 260 kyr: examples from the western South Atlantic
- QUADROS, J.P. (2017) Nanoplâncton calcário e a dinâmica oceanográfica no oeste do Atlântico Sul nos últimos 200.000 anos. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo – USP. Instituto Oceanográfico. Curso de Pós Graduação em Oceanografia Geológica, São Paulo/SP, Brasil. 163 pp.
- RAHMSTORF, S. (2006). Thermohaline ocean circulation. In: *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, Elias, S.A. (Ed.). Elsevier, Amsterdam.

- RAILSBACK, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G., & Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106.
- RAU, A. J., J. Rogers, J. R. E. Lutjeharms, J. Giraudeau, J. A. Lee-Thorp, M.-T. Chen, & C. Waelbroeck (2002), A 450-kyr record of hydrological conditions on the western Agulhas Bank Slope, south of Africa, *Mar. Geol.*, 180, 183–201, doi:10.1016/S0025-3227(01)00213-4.
- 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, C.A. & Fairbanks, R.G. (1992) Reconstructing the photic zone temperature range using $\delta^{18}\text{O}$ measured on multiple species of planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 7(6), 815-832.
- REID, J.L., Nowlin, W.D.J., Patzert, W.C. (1977) On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 7, 62-91.
- REID, J.L. (1989) On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Progress in Oceanography*, 23, 149-244.
- RICHARDSON, P. L. (2007), Agulhas leakage into the Atlantic estimated with subsurface floats and surface drifters, *Deep Sea Res., Part I*, 54, 1361–1389, doi:10.1016/j.dsr.2007.04.010.
- RODRIGUES, A.R. Pivel, M.A.G., Schmitt, P., Almeida, F.K., Bonetti, C. (2018) Infaunal and epifaunal benthic foraminifera species as proxies of organic matter paleofluxes in the Pelotas Basin, south-western Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*. doi:[10.1016/j.marmicro.2018.05.007](https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2018.05.007)
- RODRIGUES, R.R., Rothstein, L.M., Wimbush, M. (2006) Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: A numerical study. *Journal of Physical Oceanography*, 37, 16-30.
- RÜHLEMANN, C.; Mulitza, S.; Müller, P.J.; Wefer, G.; Zahn, R. (1999). Warming of the Tropical Atlantic Ocean and Slowdown of Thermohaline Circulation During the Last Deglaciation. *Nature*, 402: 511-514.

- SANJINÉS, A.E.S., 2006, Biocronoestratigrafia de foraminíferos em três testemunhos do Pleistoceno-Holoceno do talude continental da Bacia de Campos, RJ–Brasil: Unpublished M.S. thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 119 p.
- SANTOS, T.P., Lessa, D.O., Venancio, I.M., Chiessi, C.M., Mülitz, 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 and Planetary Science Letters* 463:1-12.
- SARMIENTO, J.L., Slater, R., Barber, R., Bopp, L., Doney, S.C., Hirst, A.C., Kleypas, J., Matear, R., Mikolajewicz, U., Monfray, P., Soldatov, V., Spall, S.A., Stouffer, R. (2004) Response of ocean ecosystems to climate warming. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB3003, doi: 10.1029/2003GB002134.
- 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. *J. Foram. Res.*, 21(4):347-363.
- SCHMIDT, D.N.; Renaud, S.; Bollmann, J. 2003. Response of planktic foraminiferal size to Late Quaternary climate change. *Paleoceanography*, 18(2): 1039.
- SEIDOV, D., MASLIN, M. (1999) North Atlantic Deep Water circulation collapse during the Heinrich events . *Geology* 27, 23-26.
- SEIDOV, D., MASLIN, M. (2001) Atlantic Ocean heat piracy and the bipolar climate see-saw during Heinrich and Dansgaard-Oeschger events. *Journal of Quaternary Science* 16 (4) 321-328.
- SEIDOV, Sarnthein, M., Stettin, K., Pien, R., Weinelt, M. (1996) North Atlantic ocean circulation during the Last Glacial Maximum and subsequent meltwater event: a numerical model. *Journal of Geophysical Research* 101: 16305-16332.
- SHACKLETON, N.J., Sanchez-Goni, M.F., Pailler, D., Lancelot, Y. (2003) Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change* 36, 151-155.
- SHACKLETON, N. J. (1967). Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, 215 (5096), 15-17.
- SILVEIRA, I.C.A., Miranda, L.B., Brown, W.S. (1994) On the origins of the North Brazil Current. *Journal of Geophysical Research*, 99 (c11), 22,501-22,512.

- 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.
- SOUSA, S.H.M., Godoi, S.S., Amaral, P.G.C., Vicente, T.M., Martins, M.V.A., Sorano, M.R.G.S., Gaeta, S.A., Passos, R.F., de Mahiques, M.M. (2004) Distribution of living planktonic foraminifera in relation to oceanic processes on the southeastern continental Brazilian margin (23°S–25°S and 40°W–44°W). *Continental Shelf Research*, 24, 76-87.
- STRAMMA, L.; ENGLAND, M. (1999) On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 104, C9, 20863-20883. doi:10.1029/1999JC900139
- STRAMMA, L. & F. Schott. (1999) The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean, *Deep Sea Research II*, 46, 279-303.
- THUNNELL, R.C., (1976). Optimum indices of calcium carbonate dissolution in deep-sea sediments. *Geology*, 4: 525-
- TOGGWEILER, J. R., Russell, J. L., & Carson, S. R. (2006) Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages, *Paleoceanography*, 21, PA2005, doi:10.1029/2005pa001154.
- TOLEDO, F.A.L. (2000) Variações Paleoceanográficas nos últimos 30.000 anos no oeste do Atlântico Sul: isótopos de oxigênio, assembléias de foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS. Instituto de Geociências. Curso de Pós Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS, Brasil. 245p.
- TOLEDO, F.A.L., Cachão, M., Costa, K.B. e Pivel, M.A.G. (2007) Planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton and ascidian variations during the last 25 kyr in the Southwestern Atlantic: a paleoproductivity signature? *Marine Micropaleontology*, doi: 10.1016/j.marmicro.2007.03.001.
- TOLEDO, F.A., Costa, K.B., Pivel, M.A., Campos, E.J., (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., Flores, J.-A., Costa, K. B. (2016) Plankton biochronology for the last 772,000 years from western South Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 127: 50-62. doi: 10.1016/j.marmicro.2016.07.002
- TSUCHIYA, M., Talley, L.D., McCartney, M.S. (1994) Water-mass distributions in the western South Atlantic: a section from South Georgia Island (54°S) northward across the Equator. *Journal of Marine Research*, 52, 55-81.
- TZEDAKIS, P. C., Hooghiemstra, H., and Palike, H. (2006) The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends, *Quaternary Sci. Rev.*, 25, 3416–3430.
- TZEDAKIS, P. C., Raynaud, D., McManus, J. F., Berger, A., Brovkin, V., and Kiefer, T. (2009) Interglacial diversity, *Nat. Geosci.*, 2, 751–755.
- UFKES, E., KROON, D. (2012) Sensitivity of south-east atlantic planktonic foraminifera to mid-Pleistocene climate change. *Palaeontology*, vol. 55, part 1, pp. 183-204.
- UFKES, E., Jansen, J. H. F., Brummer, G. J. (1998) Living planktonic foraminifera in the eastern South Atlantic during spring: Indicators of water masses, upwelling and Congo (Zaire) River plume. *Marine Micropaleontology*, 33, 27–53.
- VAN DER ZWAAN, G.J.; Duijnste, I.A. P.; den Dulk, M.; Ernst, S.R.; Jannink, N.T.; Kouwenhoven, T.J. (1999). Benthic foraminifera: proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Earth-Sci. Rev.*, 46: 213-236.
- VENANCIO, I.M., Franco, D., Belem, A.L., Mulitza, S., Siccha, M., Albuquerque, A.L.S., Schulz, M., Kucera, M., 2016. Planktonic foraminifera shell fluxes from a weekly resolved sediment trap record in the southwestern Atlantic: evidence for synchronized reproduction. *Mar. Micropaleontol.* 125, 25–35.
- VENANCIO, I.M., Belem, A.L., Santos, T.P., Lessa, D.O., Albuquerque, A.L.S., Mulitza, S., Schulz, M., Kucera, M., 2017. Calcification depths of planktonic foraminifera from the southwestern Atlantic derived from oxygen isotope analyses of sediment trap material. *Mar. Micropaleontol.* 136, 37–50.
- 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.
- WATKINS, J.M.; Mix, A.C.; Wilson, J. (1998). Living planktonic foraminifera in the central tropical Pacific Ocean: articulating the equatorial 'cold tongue' during La Niña, 1992. *Mar. Micropaleontol.*, 33: 157-174.
- WEI, R., Abouchami, W., Zahn, R., Masque, P. (2016) Deep circulation changes in the South Atlantic since the Last Glacial Maximum from Nd isotope and multi-proxy records. *Earth and Planetary Science Letters*, 434, 18-29.
- WEIJER, W.; de Ruijter, W.P.M.; Sterl, A.; Drijfhout, S.S. (2002). Response of the Atlantic overturning circulation to South Atlantic sources of buoyancy. *Global Planet. Change*, 34: 293-311.
- WELDEAB, S., Schneider, R.R. e Kölling, M. (2006) Deglacial sea surface temperature and salinity increase in the western tropical Atlantic in synchrony with high latitude climate instabilities. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 699-706.
- WIENDERS, N., Arhan, M., and Mercier, H. (2000) Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: Exchanges with the ocean interior: *Journal of Marine Research*, v. 58, p. 1007–1039.
- WUNSCH, C. (2003). Determining paleoceanographic circulations, with emphasis on the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, 22: 371-385.