Juliana Pereira de Quadros

**Nanoplâncton calcário e a dinâmica oceanográfica no oeste do
Atlântico Sul nos últimos 200.000 anos**

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 Química e Geológica.

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

São Paulo
2017

Universidade de São Paulo
Instituto Oceanográfico

Nanoplâncton calcário e a dinâmica oceanográfica no oeste do Atlântico

Sul nos últimos 200.000 anos

Juliana Pereira de Quadros

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 Química e 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
Vera e Moisés (*in memoriam*).

“... no debemos perder la capacidad de assombro, pero tampoco dejarnos abrumar por la complejidad de los fenómenos naturales. Si no admiramos la naturaleza caemos en la apatia. Y si nos domina el abatimento por lo complejo terminamos en la pereza intelectual y perdemos el incentivo para generar ideas nuevas.”

(Prof. Juan Francisco Sagredo em
La pequena Edad de Hielo, Carlos A. Quintana)

ou

“a ciência da abelha, da aranha e
a minha muita gente desconhece”

João do Vale

AGRADECIMENTOS	XXI
RESUMO	XXII
ABSTRACT	XXIII
ABREVIACÕES	1
ÍNDICE DE FIGURAS E TABELAS	2
INTRODUÇÃO	5
OBJETIVOS	7
FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	8
OCEANOGRAFIA E CLIMA	8
NANOPLÂNCTON CALCÁRIO E SUA IMPORTÂNCIA PALEOCEANOGRÁFICA	12
CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA ADOPTADA	15
IMPORTÂNCIA PALEOCEANOGRÁFICA	16
ÁREA DE ESTUDO	19
CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	19
CIRCULAÇÃO OCEÂNICA	21
CORRENTE DO BRASIL	23
Fenômenos Transientes	23
DISTRIBUIÇÃO DOS PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS	25
MASSAS D'ÁGUA PROFUNDAS	29
CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA	31
MATERIAIS E MÉTODOS	33
TESTEMUNHOS MARINHOS	33
BREVE CARACTERIZAÇÃO	34
CRONOLOGIA	36
CARACTERIZAÇÃO ISOTÓPICA	38
TEOR DE CARBONATO (% CaCO ₃)	40
MÉTODOS APLICADOS	41
TÉCNICAS DE PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA MICROSCÓPIO PETROGRÁFICO	41
Pipetagem Convencional	42
Decantação Aleatória (Flores & Sierro, 1997)	43
IDENTIFICAÇÃO E CONTAGEM DE ESPÉCIMES DO NANOPLÂNCTON CALCÁRIO	45
AValiação de PRESERVAÇÃO DAS AMOSTRAS	46
ANÁLISE DE DIVERSIDADE	47
TÉCNICAS QUANTITATIVAS	48
Cálculo de Abundância Absoluta	49
Cálculo das Taxas de Acumulação	50

Estimativa da Contribuição de Massa (CaCO_3) por Espécie e Fluxos de Massa	51
ÍNDICES PALEOCEANOGRÁFICOS	53
Cálculo da Razão Nutriclina	53
Equação da Paleoprodutividade Primária	54
Proxy Geoquímico de Paleoprodutividade	54
$\delta^{13}\text{C}$ e $\Delta\delta^{13}\text{C}$	54
TÉCNICAS ESTATÍSTICAS	55
COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO LINEAR DE PEARSON	55
ANÁLISE FATORIAL	56
DADOS COMPLEMENTARES	57
% CaCO_3 EM DIFERENTES FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS	57
COT (%)	58
RAZÕES ELEMENTARES	60
 RESULTADOS	 62
 PRESERVAÇÃO DAS AMOSTRAS	 62
ANÁLISE DE DIVERSIDADE	64
ASSOCIAÇÕES DE NANOPLÂNCTON CALCÁRIO	65
ESPÉCIES PRINCIPAIS	65
ESPÉCIES SECUNDÁRIAS	70
ABUNDÂNCIA ABSOLUTA DOS COMPONENTES DO NANOPLÂNCTON CALCÁRIO	73
ESPÉCIES PRINCIPAIS	73
ESPÉCIES SECUNDÁRIAS	78
TAXA DE ACUMULAÇÃO DE COCÓLITOS	81
NANOPLÂNCTON TOTAL	82
ÍNDICES PALEOCEANOGRÁFICOS	84
ESTIMATIVAS DE MASSA DE CARBONATO (CaCO_3) POR ESPÉCIE	87
CONTRIBUIÇÃO RELATIVA ENTRE ABUNDÂNCIA E MASSA DE CaCO_3	92
ANÁLISES ESTATÍSTICAS	97
ANÁLISE FATORIAL	97
MATRIZ DE CORRELAÇÃO	99
 DISCUSSÃO	 101
 EVENTOS DE DISSOLUÇÃO E A CIRCULAÇÃO PROFUNDA NO OESTE DO ATLÂNTICO SUL	 101
NANOPLÂNCTON CALCÁRIO NOS ÚLTIMOS 200.000 ANOS	108
DINÂMICA DAS ASSOCIAÇÕES DE NANOPLÂNCTON CALCÁRIO	111
PALEOPRODUTIVIDADE PRIMÁRIA E A DINÂMICA OCEANOGRÁFICA NOS ÚLTIMOS 200.000 ANOS	125
CONTRIBUIÇÃO DO NANOPLÂNCTON NA SEDIMENTAÇÃO CARBONÁTICA	130
 CONSIDERAÇÕES FINAIS	 136
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 140

Agradecimentos

Meus sinceros agradecimentos ao Prof. Dr. Michel M. de Mahiques por ter me recebido em algum dia de novembro de 2003 e me aberto as portas do Instituto Oceanográfico (USP), ter me apresentado aos meus orientadores Prof. Dr. Felipe A. L. Toledo e Prof. Dra. Karen B. Costa (ainda que, cronologicamente, não nessa ordem) e, por isso, de alguma forma, fazer parte da minha formação.

Meus inexplicáveis agradecimentos aos meus orientadores Prof. Dr. Felipe A. L. Toledo e Prof. Dra. Karen B. Costa por terem me recebido naquela mesma tarde de novembro de 2003 e, exclusivamente, me apresentado seus respectivos doutorados em Power Point, naquela incipiente sala de um recém-professor. E desde então, das mais inusitadas formas, terem me dado oportunidades de me dedicar à paleoceanografia e terem me permitido algumas experiências imensuráveis ao meu conhecimento e crescimento pessoal.

Agradeço ainda, no âmbito acadêmico, ao meu eterno orientador Prof. Dr. Marcos Fernandez (Halley) pelo despertar da investigação científica. E aos fundamentais Prof. Dr. Luiz Guilherme Eirado, Prof. Dra. Josefa Varela Guerra, Prof. Dr. Tadeu Reis e Prof. Dr. José-Abel Flores. Aos meus amigos do Laboratório de Paleoceanografia do Atlântico Sul, pelos anos de crescimento e contribuições inúmeras, em especial à Heliane Ferrarese, Marcos Vinícius Hirama, Eloy Carbarcos, Ana Claudia A. Santarosa, Fabiana K. de Almeida, Mariane Gonzales, Janaína Campos, Mariana Tomazella, Guilherme Pedrão, Sayuri Iwai, Beatriz Bidoli, Sarah Alegretti e Larissa Martinez. Por último, mas não menos especiais, Prof. Dra. Maria Alejandra Gomez Pível e Dra. Hatsue Takanaca de Decco.

Num outro âmbito de agradecimentos...

Agradeço ao intuitivo apoio, inevitável sacrifício - devido à minha ausência ou menor presença durante os últimos anos – e, ainda assim, aos insubstituíveis momentos, às minhas filhas Sofia e Helena. One love ♥

Ao meu eterno namorado, amigo e maior desafiador científico, Edmundo Camillo Jr., agradeço por tudo e porque palavras não cabem. One love ♥

Registro aqui agradecimentos ao incentivo permanente (desde sempre) aos meus pais Moisés Quadros (*in memoriam*) e Vera Lúcia Quadros e meu irmão Marcelo.

Pelo suporte extra ao longo do desenvolvimento desta tese, devo meus sinceros agradecimentos a minha mãe, meu irmão e Carla, meus sogros Norma e Edmundo, minha cunhada Alessandra, meu sobrinho Erik e minha grande amiga Maíra Villela. Obrigada por suprir vários momentos!

Resumo

Esta tese apresenta o registro de variações paleoceanográficas na superfície e em oceano profundo na porção oeste do Atlântico Sul, através de evidências de nanoplâncton calcário, durante os últimos 200.000 anos. Os principais parâmetros avaliados foram relativos à paleoprodutividade primária, através de estimativas de abundância e taxa de acumulação do nanoplâncton calcário, índices paleoceanográficos de produtividade, variação de carbonato de cálcio, contribuição relativa das espécies de nanoplâncton para o carbonato de cálcio total e análises de dados geoquímicos complementares. Os dados derivam de três testemunhos coletados na Bacia de Santos entre 1900 e 2200 metros de profundidade. Os resultados demonstram que as mudanças paleoceanográficas observadas no período analisado devem estar relacionadas, concomitantemente, a variações na dinâmica do oceano na camada superficial e em oceano profundo. As evidências de paleoprodutividade primária e a subsequente deposição do nanoplâncton calcário apontam que ambas são dependentes de condições favoráveis em superfície e no fundo, respectivamente. Estas condições ocorreram durante o período de aquecimento das águas superficiais no oeste do Atlântico Sul e a retração de águas profundas de origem sul devido à intensificação da célula de revolvimento meridional do Atlântico. Os últimos 200.000 anos foram divididos em sete intervalos definidos pela variação de paleoprodutividade primária com base no registro de nanoplâncton calcário.

Palavras-chave: Cocolitoforídeos, Paleoceanografia, Nanofósseis, Bacia de Santos, Corrente do Brasil, Paleoprodutividade Primária.

Abstract

This thesis presents a view of the paleoceanographic changes that occurred in the surface and deep ocean in the western South Atlantic by means of calcareous nannoplankton during the last 200,000 years. Data was obtained from three sediment cores collected in the Santos Basin between 1900 and 2200 meters water depth. Estimates of primary paleoproductivity from calcareous nannoplankton abundance and accumulation rates, paleoproductivity proxies calcium carbonate content, the relative contribution of nannoplankton species to total calcium carbonate and complementary geochemical data analyzes were performed. The results demonstrate that paleoceanographic changes observed in the analyzed period may be related to changes in ocean dynamics at surface and deep ocean. Primary paleoproductivity record and the subsequent calcareous nannoplankton deposition indicate that these are dependent on surface and bottom conditions, respectively. These conditions were recorded during sea surface temperature warming in the western South Atlantic and retraction of southern-sourced deep waters due to strengthening of the Atlantic meridional overturning circulation. The last 200,000 years were divided into seven intervals defined by the changes in primary paleoproductivity record of calcareous nannoplankton.

Key-words: Coccolithophores, Paleoceanography, Nannofossils, Santos Basin, Brazil Current, Primary Paleoproductivity.

Abreviações

%CaCO ₃	teor de carbonato de cálcio
AA	abundância absoluta
AABW	Água Antártica de Fundo
AA _{cocólitos}	abundância absoluta (cocólitos/g)
AA _{cocosferas}	abundância absoluta (cocosferas/g)
AA _{total}	abundância absoluta total (nanoplâncton calcário total)
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
AIA	Água Intermediária Antártica
AMOC	Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico, do inglês Atlantic Meridional Overturning Circulation
AR	abundância relativa
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
AST	abundância simples total (N/cv – número total de cocólitos contados por amostra, cv – campos visuais no microscópio ótico)
AT	Água Tropical
CB	Corrente do Brasil
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CEX'	índice de dissolução seletiva de cocólitos
CM	Corrente das Malvinas
CNB	Corrente Norte do Brasil
CO ₂	dióxido de carbono
COT	carbono orgânico total
CSE	Corrente Sul Equatorial
DMS	dimetil-sulfetos
FE	Fator Estratificação
FF	fração fina (silte)
FG	fração grossa
FP	Fator Produtividade
LCDW	ramo inferior Água Circumpolar Profunda
MIS	Estágio Isotópico Marinho, do inglês Marine Isotope Stage
NADW	Água Profunda do Atlântico Sul
PP	estimativa de paleoprodutividade primária (gC.m ⁻² .ano ⁻¹)
RN	Razão Nutriclina
TAC	taxa de acumulação de cocólitos ou fluxo (cocólitos.cm ⁻² .ka ⁻¹)
UCDW	ramo superior Água Circumpolar Profunda
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZFI	Zona fótica inferior
ZFS	Zona fótica superior

Índice de Figuras e Tabelas

Figura 1: Esquema da circulação termohalina global, com ênfase na oceano Atlântico (Rahmstorf, 2002).	8
Figura 2: Associação de nanoplâncton calcário da área de estudo (testemunho KF-20, #171 cm, microscópio petrográfico ótico em aumento de 400x). Setas amarelas indicam alguns cocólitos.....	14
Figura 3: Associação de nanoplâncton calcário da área de estudo (testemunho KF-20, #1382 cm, micrografia de varredura eletrônica em aumento de 2500x). Setas amarelas indicam alguns cocólitos.....	14
Figura 4: Cocosferas e cocólitos da espécie <i>E. huxleyi</i> do Atlântico Sul.....	15
Figura 5: Exemplos visuais do registro sedimentar (Seven Sisters, Inglaterra) e florações oceânicas de cocolitoforídeos (costa da Cornualha, Inglaterra).....	18
Figura 6: Área de estudo, localização dos testemunhos analisados e esquema da circulação superficial no Atlântico Sul (modificado de Peterson & Stramma, 1991).....	19
Figura 7: Mapa Hidrológico da região destacando a localização dos testemunhos KF-16, KF-18 e KF-20 (modificado de Agência Nacional de Águas).	20
Figura 8: Representação vetorial da Corrente Norte do Brasil (esquerda) e Corrente do Brasil (direita) (http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/).	22
Figura 9: Média anual de temperatura no Atlântico Sul em 0, 75, 150 e 200 m.....	26
Figura 10: Média anual de salinidade no Atlântico Sul a 0 e 200 m.....	26
Figura 11: Média anual da concentração de fosfato no Atlântico Sul a 0, 75, 150 e 200 m.....	27
Figura 12: Média anual da concentração de nitrato no Atlântico Sul a 0, 75, 150, 200 m.	28
Figura 13: Caracterização de massas d'água do Atlântico Sul na região de estudo (modificado de Matsuura, 1986).	29
Figura 14: Perfil latitudinal da distribuição de massas d'água com destaque para profundidade dos testemunhos deste estudo (A) e um diagrama T-S das estações 56 e 57 do GEOSECS no Atlântico Sul (B).....	30
Figura 15: Representação atmosférica sobre o Atlântico Sul,	31
Figura 16: Posição sazonal do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).	32
Figura 17: Localização dos testemunhos na área de estudo.	34
Figura 18: Fotografia dos testemunhos estudados logo após a abertura.....	35
Figura 19: Percentual de fração silte (FF) e areia (FG) dos testemunhos KF-16 e KF-18.....	36
Figura 20: Curvas isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em foraminíferos bentônicos dos testemunhos utilizados e as curvas de referência de Lisiecki & Raymo (2005) e Govin <i>et al.</i> (2014) (MD95-2042). Abaixo modelo de idade (linha vermelha) e taxa de sedimentação do KF-20. Barra superior: estágios isotópicos marinhos (MIS).	37
Figura 21: Curvas isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$) em foraminíferos bentônicos dos testemunhos estudados. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.	39
Figura 22: Curvas isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$) em foraminíferos planctônicos dos testemunhos estudados. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.	40
Figura 23: Teor de carbonato (% CaCO_3) dos três testemunhos utilizados neste estudo.....	41
Figura 24: Teor de carbonato em três frações granulométricas: rocha total (acima), fração <20 μm (centro) e fração intermediária (abaixo) no testemunho KF-20 (Tomazella, 2016). Faixa numerada inferior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os 5 e 1.	59
Figura 25: Contribuição média de cada fração granulométrica para o CaCO_3 -total (rocha-total, linha vermelha) por estágio isotópico marinho. FFração <20 μm (bege), fração intermediária (20>f<63 μm , verde), fração >63 μm (azul) no testemunho KF-20 (Tomazella, 2016). Faixa	

numerada inferior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os 5 e 1.....	60
Figura 26: Razões elementares do testemunhos KF-20. De cima para baixo: Fe/Ca, Ti/Ca, Fe/Al, K/Al, Ti/Al, Fe/K e o $\Delta\delta^{13}\text{C}$. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.....	61
Figura 27: Parâmetros relacionados à preservação do nanoplâncton calcário na Bacia de Santos. Preservação: 3, boa preservação; 2, preservação moderada; 1, preservação pobre; 0, estéril. faixas verticais em cinza destacam os intervalos glaciais (MIS 6, 4 e 2, e subestágios 5d e 5b).	63
Figura 28: Índices de diversidade do nanoplâncton calcário em três testemunhos da Bacia de Santos. A faixa numerada superior se refere aos estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais em cinza destacam os intervalos glaciais (MIS 6, 4 e 2).	64
Figura 29: Abundância relativa (%) dos constituintes principais do nanoplâncton calcário no KF-16, KF-18 e-KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os glaciais (MIS 6, 4 e 2).	67
Figura 30: Abundância relativa (%) dos constituintes principais do nanoplâncton calcário no KF-16, KF-18 e-KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os glaciais (MIS 6, 4 e 2).	68
Figura 31: Abundância relativa (%) de alguns constituintes do nanoplâncton calcário no KF-16, KF-18 e-KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.	68
Figura 32: Abundância relativa (%) dos constituintes principais do nanoplâncton calcário no KF-16, KF-18 e-KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os glaciais (MIS 6, 4 e 2).	69
Figura 33: Abundância relativa (%) dos constituintes secundários do nanoplâncton calcário no KF-16, KF-18 e-KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os glaciais (MIS 6, 4 e 2).	72
Figura 34: Abundância absoluta em termos de cocólitos (linhas azuis) e cocosferas (linhas vermelhas) dos alguns constituintes principais do nanoplâncton calcário no testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.....	74
Figura 35: Abundância absoluta (linhas) e relativa (área) dos principais constituintes do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.	75
Figura 36: Abundância absoluta (linhas) e relativa (área) dos principais constituintes do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.	77
Figura 37: Abundância absoluta (linhas) e relativa (área) dos constituintes secundários do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.	79
Figura 38: Abundância absoluta (linhas) e relativa (área) dos constituintes secundários (exceto 11d e 11e) do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b. ..	80
Figura 39: Taxa de acumulação (linha preta) e relativa (área) dos constituintes principais do nanoplâncton calcário do KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.....	81
Figura 40: Taxa de acumulação (linha preta) e relativa (área) dos constituintes principais do nanoplâncton calcário do KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.....	82
Figura 41: Parâmetros de abundância do nanoplâncton calcário total do KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b. ...	83
Figura 42: Índices paleoceanográficos do KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.	85

Figura 43: Índices paleoceanográficos do KF-16, KF-18 e KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais verde destacam eventos de maior produtividade primária.....	86
Figura 44: Percentual de contribuição de massa (azul), abundância absoluta (vermelho) e relativa (área) de espécies do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b	87
Figura 45: Percentual de contribuição de massa (azul), abundância absoluta (vermelho) e relativa (área) de espécies do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b	88
Figura 46: Percentual de contribuição de massa (azul), abundância absoluta (vermelho) e relativa (área) de espécies secundárias do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b	90
Figura 47: Taxa de acumulação de massa(azul) e de cocólitos (vermelho) e abundância relativa (área) dos constituintes principais do nanoplâncton calcário do KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.	91
Figura 48: Contribuição relativa de cocólitos e de massa ao longo do KF-20.....	93
Figura 49: Contribuição relativa média de cocólitos e de massa de carbonato de cálcio no KF-20.....	95
Figura 50: Distribuição dos principais fatores no KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.	99
Figura 51: Distribuição dos principais parâmetros relacionados à preservação do nanoplâncton calcário. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.....	103
Figura 52: Índice de dissolução (Chiu & Broecker, 2008) e %CaCO ₃ no testemunho KF-20 nos últimos 140.000 anos (Tomazella, 2016).	107
Figura 53: Principais parâmetros analisados no testemunho KF-20, relacionados às variações do nanoplâncton calcário (a-e), indicadores geoquímicos de produtividade (f-g), de dinâmica de massas d'água (h-i) e de aporte continental (k-m).....	110
Figura 54: Parâmetros associados à reconstrução de paleoprodutividade primária no testemunho KF-20. Índice de paleoprodutividade (PP) e razão nutriclina (RN) associados aos fatores extraídos da análise fatorial, FP, fator produtividade e FE, fator estratificação.	119
Figura 55: Parâmetros relativos à contribuição do nanoplâncton calcário total no testemunho KF-20.....	135
Figura 56: Resumo dos resultados obtidos neste estudo e reconstrução da dinâmica oceanográfica com base em nanoplâncton calcário e dados geoquímicos no testemunho KF-20.....	138

Tabela 1: Informações sobre os testemunhos e amostras utilizados neste estudo.	33
Tabela 2: Número de cocólitos por cocosfera por espécie.	50
Tabela 3: Massa média de calcita (CaCO ₃) em pictogramas (pg) de um cocólito por espécie.	52
Tabela 4: Abundância relativa média de taxa do nanoplâncton calcário no KF-16, KF-18 e KF-20.....	66
Tabela 5: Percentual médio de cocólitos, de cocosferas e de massa ao longo do KF-20.	96
Tabela 6: Fatores, autovalores, e suas variâncias para o KF-20.	98
Tabela 7: Matriz de escores com a contribuição de cada espécie no KF-20.	98
Tabela 8: Matriz de correlação (coeficiente de correlação de Pearson, r) entre o nanoplâncton e parâmetros paleoambientais.	100

Introdução

Nanoplâncton Calcário e Dinâmica Oceanográfica, termos que intitulam esta tese, denotam o maior grupo carbonático do fitoplâncton marinho, composto majoritariamente pelos cocolitoforídeos, e as grandes alterações do padrão de processos oceanográficos, na escala de dezenas a centenas de milhares de anos. Os dados apresentados neste estudo são discutidos no âmbito da Paleoceanografia.

Entender o papel dos processos oceânicos nas mudanças climáticas é um dos principais objetivos recentes dos estudos paleoceanográficos. A variação da produtividade biológica e de correntes superficiais e profundas está relacionada aos principais processos oceanográficos abordados na paleoceanografia. É neste contexto que este estudo se insere.

O presente estudo assume como premissa básica que a produtividade superficial e a preservação do carbonato nos sedimentos profundos do oeste do Atlântico Sul são determinadas pela dinâmica oceanográfica. Isto é, as variações na circulação oceânica superficial e alterações na estrutura da coluna d'água, relacionadas a diferentes cenários climáticos, influenciaram as associações de nanoplâncton calcário preservadas no sedimento de mar profundo nessa região.

Assim, o fio condutor desta tese foi a hipótese de que a maior produtividade primária está relacionada à maior acumulação de carbonato na margem continental sudeste brasileira entre 1900 e 2200 metros.

Muitos trabalhos têm relacionado o carbonato de cálcio (CaCO_3) e a produtividade superficial dos oceanos, citando que o carbonato é composto basicamente pelo nanoplâncton calcário (Flores *et al.*, 2003; Moreno *et al.*,

2005; Flores *et al.*, 2012). Portanto, é importante conectar a produção de carbonato de cálcio e a produção primária. Flores *et al.* (*op.cit.*) relataram uma correlação direta entre a produção de cocolitoforídeos e a exportação de produtividade na porção oriental do Atlântico Sul, embora a dissolução seja um importante fator na preservação do carbonato.

Diversos estudos já demonstraram que eventos de aumento na produtividade podem ser utilizados para monitorar mudanças nas massas d'água superficiais, a sua relação com a circulação termohalina global, principalmente no que se refere à dinâmica da AMOC (Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico), além de processos de ressurgência e a localização de sistemas frontais. Neste contexto, análises de organismos planctônicos autóctones (ex. nanoplâncton calcário) permitem relacionar diferentes sinais com ampla escala regional de eventos e examinar a evolução temporal destes microfósseis (Flores *et al.*, 2000).

Como o oeste do Atlântico Sul ainda carece de estudos paleoceanográficos, especialmente aqueles com nanoplâncton, acredita-se que esta tese possa contribuir para ampliar o conhecimento acerca da evolução desta região do oceano que influencia diretamente as condições climáticas no Brasil. Os últimos 200.000 anos compreendem o período em que o planeta passou pelos dois últimos ciclos glaciais, sendo dois glaciais completos (Estágio Isotópico Marinho 6 (MIS 6) e MIS 4-MIS 2), um interglacial completo (MIS 5) e o princípio do atual interglacial (MIS 1). Por isso, espera-se que o estudo desses registros passados, em condições climáticas extremas, possa contribuir para a compreensão dos mecanismos dos padrões históricos de circulação oceânica, mudanças climáticas globais, ciclos de carbono e nutrientes passados e as variações subsequentes nas populações florais e faunísticas da Terra.

Objetivos

Deste modo, para testar a hipótese de trabalho, os principais objetivos deste estudo são:

- 1) Obter registros de resolução milenar da produtividade primária no oeste do Atlântico Sul
- 2) Caracterizar as associações de nanoplâncton em três testemunhos de mar profundo nos últimos 200.000 anos
- 3) Examinar os padrões de distribuição das associações e interpretar seu significado ecológico e ambiental
- 4) Comparar os registros obtidos através do estudo do nanoplâncton calcário com dados geoquímicos
- 5) Estimar a contribuição do carbonato de cada espécie para a sedimentação carbonática na margem continental sudeste
- 6) Relacionar as informações obtidas e de bibliografia pertinente para elaborar uma reconstrução da dinâmica paleoceanográfica ao longo dos últimos 200.000 anos no oeste do oceano Atlântico Sul.

Fundamentação Teórica

Oceanografia e Clima

A AMOC, sigla em inglês para Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico, é a parte da circulação termohalina global, descrita pela primeira vez por Broecker (1987) (Figura 1). Em linhas gerais, é um modelo conceitual que relaciona a circulação oceânica superficial e profunda através do transporte de calor e sal pelas correntes, que geram diferenças de densidade. Desde sua concepção original, diversos estudos vêm detalhando este mecanismo pulsante do planeta e constatando que ele exerce um papel fundamental na oceanografia e no clima.

Um dos principais mecanismos que impulsionam a circulação termohalina global, e particularmente a AMOC, é a convecção profunda de águas superficiais na região subpolar do Atlântico Norte (águas de componente norte) e Antártica (águas de componente sul), devido à alta densidade dessas águas. Por compensação isostática, um fluxo de águas quentes flui para norte pela superfície (Kuhlbrodt *et al.*, 2007, Ivanova, 2009, Srokosz *et al.*, 2012).

Figura 1: Esquema da circulação termohalina global, com ênfase na oceano Atlântico (Rahmstorf, 2002).

É interessante saber, no entanto que cerca de 200 anos antes de Wallace Broecker, Sir Benjamin Thompson em 1797 pré-concebeu esta teoria ao afirmar que “as temperaturas muito frias encontradas a uma milha de profundidade em uma região subtropical do oceano, só poderiam ser devido a correntes frias com origem nas regiões polares, e mais, que a utilidade dessas correntes em temperar o calor excessivo dessas regiões era evidente” (livre tradução) (em Rahmstorf, 2006).

Hoje se sabe que o oceano afeta diretamente o clima moderando as variações da temperatura, devido à sua alta capacidade térmica quando comparada às massas continentais. A AMOC controla a estratificação e distribuição de massas d'água, a quantidade de calor transportada pelos oceanos além da remineralização e armazenamento de compostos químicos no fundo do oceano, como o CO₂ (Kuhlbrodt *et al.*, 2007).

A comprovação deste sistema se deu pela análise de uma vasta gama de dados geoquímicos que mostraram diferenças na distribuição de diversos parâmetros como os conteúdos de sílica e fósforo que aumentam em direção ao sul, sendo mínimo no Atlântico Norte e máximo nas águas ao redor da Antártica. Por outro lado, a distribuição destes parâmetros no Pacífico aumenta em direção ao norte: mínimos no Pacífico Sul e máximo próximo as Ilhas Aleutas (Pacífico Norte) (Ivanova, 2009).

Na década de 1960, cientistas russos perceberam que a intensa acumulação de nutrientes se dirigia ao Pacífico. Do mesmo modo, a concentração de dióxido de carbono livre e carbonato dissolvido aumentam nas águas profundas do Atlântico para o Pacífico e de sul para norte. As áreas do fundo oceânico com sedimentos carbonáticos são reduzidas se comparadas com aquelas preenchidas com argilas vermelhas (Kennet, 1989). A alcalinidade e o conteúdo de oxigênio dissolvido nas águas profundas gradualmente diminuía desde o Atlântico em direção ao Pacífico e, neste, de sul para norte (Curry & Oppo, 2005). Foram estes dados que deram origem à ideia do envelhecimento das águas oceânicas desde o Atlântico, passando pela Antártica e terminando no Pacífico Norte (Ivanova, 2009).

Neste conceito, o envelhecimento das águas sugere que os processos de mineralização da matéria orgânica se iniciam nas águas superficiais, continuam pelo escoamento para maiores profundidades em altas latitudes do Atlântico Norte e ao longo do transporte entre o Atlântico e o Pacífico. O declínio do oxigênio dissolvido e do conteúdo de matéria orgânica, assim como o aumento da concentração de nutrientes e do dióxido de carbono acompanha este processo. Esta conclusão representou uma das mais convincentes provas da existência da circulação termohalina global, que começa do oceano Atlântico Norte e termina do oceano Pacífico Norte (Curry & Oppo, 2005, Ivanova, 2009).

Esse revolvimento de águas em grande escala controla as trocas de energia entre o oceano e atmosfera e exerce influência no clima devido a sua resposta abrupta e não-linear a forçantes externas. As variações de temperatura da superfície do mar, a intensidade da AMOC e as células de alta e baixa pressão atmosférica causam uma alternância dos padrões atmosféricos em várias escalas. As oscilações atmosféricas afetam as anomalias de temperatura oceânica via mecanismos de retroalimentação, exercendo um forte controle no clima global (Clark *et al.*, 2002).

Segundo Rahmstorf (2002) mudanças na dinâmica oceanográfica e nas forçantes atmosféricas foram responsáveis pelas variações climáticas do último ciclo glacial. Entretanto, há um consenso sobre os modos de estabilidade da AMOC que predominam durante períodos glaciais e interglaciais (Broecker *et al.*, 1985, ,Rahmstorf, 2006, Lisiecki *et al.*, 2008, Srokosz *et al.*, 2012, Böhm *et al.*, 2015, Schmittner & Lund, 2015, Howe *et al.*, 2016) até que um conjunto de fatores ainda em debate deve reverter a tendência predominante e outro modo passa a controlar as condições paleoceanográficas (Mokedden *et al.*, 2014, Barker & Knorr, 2016, Zhang *et al.*, 2017).

O estado moderno da AMOC é de vigorosa circulação e revolvimento profundo, conhecido como AMOC intensificada ou “modo-quente”, por ser o modo predominante durante boa parte dos interglaciais (Rahmstorf, 2002, Böhm *et al.*, 2015, entre outros).

Durante os máximos glaciais, no entanto, acredita-se que a célula superficial da AMOC tenha enfraquecido, reduzindo a profundidade do revolvimento meridional permitindo o maior avanço de águas de fundo e profundas de origem sul em direção ao hemisfério norte. Esta condição é conhecida como AMOC enfraquecida ou “modo-frio” (Rahmstorf, 2002, Böhm *et al.*, 2015, entre outros).

Existe ainda um terceiro modo considerado, que seria o “modo-desligado” da AMOC, quando praticamente cessaria sua atividade pela suspensão da formação de massa d’água profunda em altas latitudes do hemisfério norte (Broecker, 1999, Rahmstorf, 2002, Böhm *et al.*, 2015, entre outros).

Nanoplâncton Calcário e sua Importância Paleoceanográfica

O termo nanoplâncton calcário será amplamente utilizado neste estudo e merece alguns comentários.

Nanoplâncton - define todo organismo planctônico, seja ele fitoplâncton ou zooplâncton, cujo tamanho varia entre 2 – 20 micrômetros (μm).

Nanoplâncton Calcário - (definição geral) nanoplâncton de constituição calcária.

(definição específica) fito-nanoplâncton de constituição calcária, composto basicamente de cocolitoforídeos que são algas haptófitas (*Haptophyta*, Lohmann 1902), diminutos dinoflagelados calcários, espículas de ascídias e alguns outros organismos carbonático sem posição taxonômica definida. Excluem-se fragmentos de organismos maiores e

Nanofósseis Calcários – conjuntos de partículas fósseis, de composição carbonática, com dimensões inferiores a $30\mu\text{m}$, excluindo-se os fragmentos de fósseis maiores, assim como organismos juvenis de outras categorias (p.ex. foraminíferos) (Bown & Young, 1998).

Na literatura os dois termos são amplamente utilizados. A preferência pelo termo nanoplâncton calcário ao invés de nanofósseis calcários ocorreu devido argumentações de que ‘nanofósseis’ só deveria ser utilizado ao se referir a espécies fósseis (extintas) e/ou que tenham sofrido processos tafonômicos, o que não é o caso para as associações investigadas no escopo desta tese. Portanto, segue-se aqui um costume internacional de denominar nanoplâncton calcário para organismos vivos ou preservados nos sedimentos marinhos (p.ex. Lipps, 1968, Flores *et al.*, 2003, Melinte, 2004, Bown *et al.*, 2004, Erba *et al.*, 2010).

Mesma ocorre para o termo cocolitoforídeos, que é frequentemente e genericamente utilizado para designar todo o grupo (p.ex. Boeckel *et al.*, 2006, Baumann *et al.*, 2008, Amore *et al.*, 2012, Flores *et al.*, 2012), mesmo sabendo que nem todos os componentes são algas *Haptophyta*, da antiga ordem *Coccolithophorales*.

Os componentes do nanoplâncton calcário são predominantemente constituídos de algas calcárias, no entanto podem ocorrer espículas de acídias, diminutos dinoflagelados calcários, e alguns outros organismos carbonático sem posição taxonômica definida (Young *et al.*, 2014). Este grupo tem registro exclusivamente marinho e é dividido em duas grandes categorias: os cocólitos e as formas associadas ou nanólitos (Young & Bown, 1997b) (Figuras 2 e 3).

A composição química dos nanofósseis é predominantemente de carbonato de cálcio (CaCO_3) precipitado sob a forma de calcita (Siesser & Winter, 1994, Faggebakke *et al.*, 1994, Steinmetz, 1994, Young & Ziveri, 2000, Hassenkam *et al.*, 2011, Andersson *et al.*, 2014).

Os cocólitos são diminutas placas calcíticas, geralmente discóides, que formam um envoltório carbonático em algas unicelulares planctônicas (Figuras 2 e 3) predominantemente marinhas da divisão Haptófitas, denominadas de cocolitoforídeos (Siesser, 1994; Young & Bown, 1997a; Bown & Young, 1998).

Nanólitos correspondem às partículas do nanoplâncton calcário que tem certa afinidade, mas não possuem as características típicas de cocolitoforídeos (p.ex. Famílias Umbellosphaeraceae, Braarudosphaeraceae, Ceratolithaceae e Gênero *Florisphaera*). A maior parte dos nanólitos são espécies extintas e por isso a falta de análogos modernos dificulta a compreensão das afinidades biológicas necessária para a definição taxonômica destas espécies (Bown & Young, 1998). As espículas de acídias e calcisferas de dinoflagelados calcários não se incluem em nenhuma das definições acima mencionadas e são tratadas como material associado.

Além do termo genérico nanoplâncton calcário também será amplamente utilizado neste estudo o termo cocólito (s) ao referir as estruturas fósseis remanescentes das espécies observadas, sejam elas cocólitos propriamente dito ou nanólitos.

Os cocolitoforídeos são caracterizados por uma cobertura calcária ao redor da parede celular composta por cocólitos associados que formam uma

Figura 3: Associação de nanoplâncton calcário da área de estudo (testemunho KF-20, #1382 cm, micrografia de varredura eletrônica em aumento de 2500x). Setas amarelas indicam alguns cocólitos.

Figura 2: Associação de nanoplâncton calcário da área de estudo (testemunho KF-20, #171 cm, microscópio petrográfico ótico em aumento de 400x). Setas amarelas indicam alguns cocólitos.

cocosfera (Figura 4). Com os processos de degradação após a morte do organismo e a própria sedimentação desagregam as cocosferas liberando os cocólitos, que na maioria das vezes são encontrados individualmente preservados nos sedimentos, embora cocosferas inteiras possam ser registradas (Bown & Young, 1998).

Figura 4: Cocosferas e cocólitos da espécie *E. huxleyi* do Atlântico Sul.

Classificação Taxonômica Adotada

A melhor compilação recente das diversas alterações taxonômicas sofridas pelo nanoplâncton calcário constam nos trabalhos de Young & Bown (1997a,b) e Bown & Young (1997), resumidos em Quadros (2007). Estes autores deixaram claro outras mudanças provavelmente ocorreriam com o avanço das pesquisas filogenéticas, o que de fato vem acontecendo

(Edvardsen *et al.*, 2000, Cros & Fortuño, 2002, Young *et al.*, 2003, Geisen *et al.*, 2004; Bendif *et al.*, 2015).

É interessante notar, como Sáez *et al.* (2004) bem lembra, que a identificação dos cocolitoforídeos em nível específico recai na morfologia das placas orgânicas e de seus posteriores cocólitos. E isso só possível devido à característica anisotrópica (variação da forma) dos cristais de calcita, ou seja, a biomineralização e regulação da forma são um processo bioquímico significativo.

Não obstante, uma consequência disso é que a classificação paleontológica realizada com base em microscopia petrográfica ótica de cocólitos tem se mostrado bastante robusta, inclusive em alguns casos mais bem sucedidas que a classificação biológica baseada na análise das cocsferas (organismo) (Sáez *et al.*, 2004).

Para o este estudo foi adotada a classificação taxonômica de Young *et al.* (2003).

Importância Paleoceanográfica

O registro sedimentar do nanoplâncton calcário no fundo dos oceanos tem sido considerado extremamente importante para a melhor compreensão das variações paleoceanográficas e paleoclimáticas. O nanoplâncton calcário constitui um dos maiores grupos de algas marinhas dos oceanos modernos, logo, um dos principais produtores primários, compondo a base da cadeia trófica por vastas áreas (Boeckel *et al.*, 2006, Giraudeau & Beaufort, 2007). Além disso, são considerados os maiores “calcificadores” do planeta, sendo um agente fundamental no ciclo marinho do carbono (Rost & Riebesell, 2004, Baumann *et al.*, 2004) e por isso, tem uma influência direta no sistema climático (Westbroek *et al.*, 1993, Lovelock, 2006, Levasseur, 2013, Land *et al.*, 2014, Rivero-Calle *et al.*, 2015).

Neste contexto, o nanoplâncton calcário é singular na biota marinha uma vez que participa dos três meios pelos quais os organismos pelágicos

influenciam o sistema climático global: o bombeamento de carbonato, o bombeamento de carbono orgânico e no efeito de albedo em larga-escala.

Todo carbonato que é produzido anualmente na camada superficial do oceano segue para o fundo do oceano, é parcialmente dissolvido e parcialmente armazenado/acumulado no arquivo geológico (Rost & Riebesell, 2004, Baumann *et al.*, 2004). Esse processo é o que caracteriza o bombeamento de carbonato, que por sua vez é uma parte essencial do ciclo do carbono, exercendo assim influência no clima global (Westbroeck *et al.*, 1993, Libbs, 2009).

Como organismos fitoplanctônicos eles removem dióxido de carbono (CO_2) da atmosfera e superfície do oceano via fotossíntese e após a morte seguem para oceano profundo na forma de carbono orgânico particulado (Rost & Riebesell, 2004, Libbs, 2009). Este é o bombeamento de carbono orgânico.

Da mesma forma que outros componentes do fitoplâncton, as espécies do nanoflora calcária sintetizam substâncias osmorregulatórias relacionadas à neutralização dos efeitos do aumento de salinidade (acúmulo de sais na célula). Com a morte do organismo estas substâncias se decompõem formando o gás dimetilsulfeto (DMS). O DMS liberado na água escapa da superfície do oceano para a atmosfera onde reage com o oxigênio e produzem aerossóis de sulfato. Estes aerossóis formados sobre os oceanos irão constituir um dos mais importantes núcleos de condensação de nuvens (NCN), que são minúsculas partículas onde vapor d'água pode condensar. Portanto, o aumento da cobertura de nuvens e do albedo (devido à refletância das nuvens) vários autores sugerem que a temperatura da superfície terrestre deve diminuir, assim como a radiação solar abaixo das nuvens (Charlson *et al.*, 1987; Margulis & Sagan, 2002; Gildor & Follows, 2002; Lovelock, 2006; Malin & Steinke, 2004, Levasseur, 2013, Land *et al.*, 2014, River-Calle *et al.*, 2015).

A mediação biológica do nanoplâncton calcário nesses três processos vem ao encontro do conceito de homeostase e auto-regulação planetária que legitima a teoria de Gaia (Lovelock, 1987; 1991; 2006; Charlson *et al.*, 1987, Rost & Riebesell, 2004). De acordo com estes autores a Terra é um sistema planetário em evolução onde a biota desempenha um papel fundamental,

assim como as rochas, oceanos e a atmosfera, que inter-relacionados regulam as condições atuantes nos sistemas terrestres. Portanto o conhecimento ecológico, biogeográfico e paleontológico destas algas calcárias faz do seu registro nos sedimentos um dos mais difundidos indicadores paleoceanográficos (Bradley, 1999).

O nanoplâncton calcário é conhecido por fornecerem um bom índice da produtividade primária dos oceanos sendo, portanto, um indicador de paleoprodutividade (Brummer & van Eijden, 1992; Beaufort *et al.*, 1997, 2001, Henriksson, 2000, Flores *et al.*, 2000).

A quantidade de luz não é um fator limitante no oceano Atlântico e as variações na produtividade são controladas pela quantidade de nutrientes disponíveis na zona eufótica (Baumann *et al.*, 1999, Flores *et al.*, 2000). A disponibilidade de nutrientes, por sua vez é controlada pela profundidade da nutriclina, que nos oceanos tropicais coincide aproximadamente com a profundidade da termoclina. A variação da profundidade da nutriclina pode ser monitorada pela abundância relativa dos cocólitos de *F. profunda* (Okada & McIntyre, 1979; Molino & McIntyre, 1990, Beaufort *et al.*, 1997, 2001).

Por último, não posso deixar de ressaltar o paradoxo destacado por Bown & Young (1998) e Margulis & Sagan (2002) de partículas tão pequenas serem tão notavelmente visíveis nos oceanos e no registro geológico, como pode ser observado na Figura 5.

Figura 5: Exemplos visuais do registro sedimentar (Seven Sisters, Inglaterra) e florações oceânicas de coccolitofórides (costa da Cornualha, Inglaterra).

Area de Estudo

Caracterização da Área de Estudo

Esta tese discorre sobre os últimos 200.000 anos no sudoeste do oceano Atlântico Sul (Figura 6) a partir de dados de testemunhos do talude da Bacia de Santos. Do ponto de vista geomorfológico, os testemunhos estão localizados no Embaiamento de São Paulo.

Figura 6: Área de estudo, localização dos testemunhos analisados e esquema da circulação superficial no Atlântico Sul (modificado de Peterson & Stramma, 1991).

Nesta região a planície costeira é estreita e a presença da Serra do Mar condiciona a drenagem dos rios para o interior do continente e impede a chegada de grandes cursos d'água ao litoral, apenas pequenos rios deságuam no mar, todos de baixa drenagem (Conti & Furtado, 2006) (Figura 7).

Entretanto, de acordo com o estudo recente de Mahiques *et al.* (2017), o aporte atual de sedimentos terrígenos para a plataforma continental e talude do Embaiamento de São Paulo não são reduzidos, apesar da baixa drenagem dos rios adjacentes. Com base em outros estudos estes autores ainda sugerem que a contribuição da precipitação regional deve favorecer a drenagem dos numerosos rios de montanha ao longo da Serra do Mar e, assim, disponibilizar material de origem continental.

Figura 7: Mapa Hidrológico da região destacando a localização dos testemunhos KF-16, KF-18 e KF-20 (modificado de Agência Nacional de Águas).

Durante o último período glacial o nível do mar baixo expôs a plataforma continental favorecendo o aporte de sedimentos continentais (Kowsmann & Costa, 1979, Mahiques *et al.*, 2007). Portanto, grande parte das mudanças de aporte de sedimentos terrígenos na área de estudo, está relacionada a variações do nível do mar. De acordo com Milliman (1978) a sedimentação Quaternária ocorreu predominantemente durante os períodos de nível do mar baixo.

Com a progressiva elevação do nível do mar durante o Holoceno, houve uma diminuição da sedimentação terrígena (Mahiques *et al.*, 2002). Frenz *et al.* (2004) caracterizaram padrões de sedimentação distintos ao norte e ao sul da

Confluência das Correntes do Brasil e Malvinas. Tem sido reportado que a influência da pluma sedimentar do Rio da Prata tem influência na sedimentação até ~24°S (Campos *et al.*, 1999), sendo este um limite entre duas províncias sedimentares quanto ao aporte continental (Mahiques *et al.*, 1999, Govin *et al.*, 2012).

Além disso, foi sugerido que durante eventos de rebaixamento do nível do mar a Corrente do Brasil (CB) sofre um deslocamento se distanciando da margem brasileira (Mahiques *et al.*, 2007). Segundo o modelo conceitual destes autores, durante intervalos interglaciais, quando o nível do mar está elevado a Água Tropical (AT) e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) transportadas pela CB avança em direção à costa prevenindo maior produtividade na região e a deposição da matéria orgânica.

De outro modo, durante intervalos glaciais e rebaixamento do nível do mar, há exposição subaérea de parte da plataforma continental que, portanto, se estreita, como se houvesse um deslocamento virtual de todo o sistema continental em direção ao oceano. Os rios avançam sobre a plataforma e suas desembocaduras ficam mais próximas do talude e a CB seria deslocada, se afastando da costa. Com isso, o aporte de nutrientes e materiais de origem continental aumenta, contribuindo para uma maior produtividade das águas e deposição de matéria orgânica.

Circulação Oceânica

Devido às diferenças de temperatura entre a região equatorial e a região polar, o transporte de calor nos oceanos é, em geral, dos trópicos e subtropicais em direção polar. No entanto o oceano Atlântico Sul é uma exceção ao padrão geral de circulação superficial, pois o transporte de calor é mais eficiente na direção equatorial através da Corrente Sul Equatorial (CSE) (Peterson & Stramma, 1991) (Figura 6).

A transferência anômala de calor é explicada pela Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC), no qual as principais forçantes são a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) mais setentrional em relação ao equador e o livre acesso à bacia da Groenlândia no oceano Atlântico Norte onde a produção de água profunda ocorre em larga escala (Berger & Wefer, 1996, Böhm *et al.*, 2015).

A transferência de calor através do equador para o hemisfério norte tem uma série de consequências na circulação superficial e na produtividade do oceano Atlântico Sul. Por isso, a Corrente do Brasil (CB) no setor oeste da bacia, que corresponde à margem continental brasileira (Figura 6), é caracterizada pelo transporte reduzido e águas superficiais oligotróficas. Isto ocorre atualmente devido à bifurcação da CSE entre 10°-14°S, formando em superfície/subsuperfície a CB e a Corrente Norte do Brasil (CNB) (Figura 8) (Silveira, 1994, Rodrigues *et al.*, 2007, Soutelino, 2008), que acaba por transportar muito mais água via CNB do que via CB. A CNB carrega para o Atlântico Norte boa parte do calor assimilado pela CSE ao longo do Atlântico Sul, enquanto uma menor porção da CSE vai para sul alimentando a CB (Silveira *et al.*, 2000, Rodrigues *et al.*, 2007). De acordo com Rodrigues *et al.* (2007) a bifurcação da CSE vai mudando em direção ao sul, ~25°S quando ocorre em profundidades de ~1000 m.

Figura 8: Representação vetorial da Corrente Norte do Brasil (esquerda) e Corrente do Brasil (direita) (<http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/>).

Corrente do Brasil

A CB (Figura 8), quando se origina (10° - 14° S), é uma corrente rasa, quente e salina, que transporta basicamente a Água Tropical (AT). A partir de aproximadamente 20° S a CB recebe uma efetiva contribuição da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), quando então, se torna mais profunda e aumenta em transporte (Stramma, 1989, Silveira *et al.*, 2000). Segundo Evans & Signorini (1985) e Signorini *et al.* (1989) o escoamento da CB se dá ao longo do talude continental, com um núcleo de máxima velocidade ($30\text{-}40\text{ cm.s}^{-1}$) e numa profundidade média de 200m. A CB transporta águas superficiais aquecidas na direção sul até encontrar o fluxo para norte da Corrente das Malvinas (CM), gerando a Confluência Brasil-Malvinas (CBM) na Convergência Subtropical.

Souza (2000) apresentou uma descrição com variações sazonais do fluxo na coluna d'água para a região da Bacia de Santos em que observou pouca variabilidade do sentido das correntes sobre as isóbatas de 200 e 1200m, e que o fluxo da CB fica concentrado entre as isóbatas de 200 a 1000m, atingindo esporadicamente a região da isóbata de 100m. O enfraquecimento da CB na região da Bacia de Santos já foi associado com passagens de frentes frias, sendo um importante mecanismo de transporte de águas de origem subantártica para norte (Stech & Lorenzzetti, 1992, Souza & Robinson, 2004).

Fenômenos Transientes

Miranda e Castro Filho (1979) e Torres Júnior (1995) apresentaram os trabalhos pioneiros que documentam a presença de fenômenos oceanográficos importantes da região próxima de Cabo Frio (RJ), como a ocorrência de vórtices e meandros da CB na borda da plataforma continental, e ressurgência, respectivamente. Esta região da CB apresenta algumas características geomorfológicas, meteorológicas e oceanográficas que permitem a ocorrência da ressurgência. A orientação da linha de costa associada com a direção dos ventos predominantes de nordeste, influenciados pelo Anticiclone Subtropical

do Atlântico Sul (ASAS), favorecem sua formação.

De acordo com o mecanismo de Ekman, na superfície do oceano ocorre divergência horizontal e consequente movimento vertical ascendente de águas sub-superficiais. A água ressurgida nesta região é a ACAS (Miranda e Castro Filho, 1979, Rodrigues & Lorenzzetti, 2001). A região apresenta anomalias negativas de temperatura devido ao fenômeno especialmente durante o verão e primavera. Os principais núcleos de ressurgência são observados ao sul de Cabo Frio (onde o sinal mais forte de ressurgência ocorre) e Cabo de São Tomé, mas já foi detectado próximo à cidade de Vitória (ES) e ao Cabo de Santa Marta (SC) (Rodrigues & Lorenzzetti, 2001, G. Carvalho, com.pess.).

A ressurgência na costa brasileira ocorre quando há a predominância de ventos de quadrante NE por vários dias. A temperatura da superfície do mar diminui para 15°C (ou menos) próximo à Cabo Frio, tendo uma diferença de 10°C de temperatura das águas de fora da plataforma, que são mais aquecidas devido à Corrente do Brasil.

Rodrigues & Lorenzzetti (2001) realizaram simulações para avaliar qual dos dois fatores mais influencia a ocorrência de ressurgência, a topografia de fundo ou a linha de costa. Os resultados mostraram uma maior influência da topografia de fundo para a região de Vitória a Cabo de São Tomé e pouca influência para a região de Cabo Frio. Para a linha de costa, a maior influência se dá na região de Cabo Frio, sendo a presença do cabo a principal causa da ressurgência. Porém, os dois fatores associados influenciam na magnitude da ressurgência. Isto deve ser levado em consideração em cenários pretéritos de rebaixamento do nível do mar.

A CB ao longo de sua trajetória pelo sudeste brasileiro apresenta a formação de meandros, que ocasionalmente se fecham em vórtices. Campos *et al* (1995) evidenciaram a intrusão da CB sobre a plataforma continental na região da Bacia de Santos ao sul de Cabo Frio, mostrando o seu meandramento. Sequências de meandros ciclônicos e anticiclônicos parecem ser recorrente na região ao sul de 20°S, os quais são bem descritos por Schmid *et al.* (1995), Calado *et al.* (2006), Silveira *et al.* (2008), Calado *et al.*, (2010) e Soutelino *et al.* (2011). Campos *et al.* (1995) sugerem que vórtices

ciclônicos da CB na Bacia de Santos induzem ressurgência de quebra de plataforma, aflorando a ACAS nessa região e de acordo com Silveira *et al.*, (2000) e Gaeta & Brandini (2006) esse transporte vertical da ACAS representa um importante mecanismo que disponibiliza nutrientes às águas sobre a plataforma, favorecendo a produtividade na região.

Distribuição dos Parâmetros Físico-Químicos

A porção oeste do oceano Atlântico Sul, que abrange a área de interesse deste estudo, é atualmente uma região de água quente, altamente salina caracterizada por uma termoclina profunda, constituindo assim uma coluna d'água estratificada propícia a condições ambientais oligotróficas. A porção leste do Atlântico Sul apresenta características distintas devido à ressurgência na costa africana que traz à superfície águas mais profundas, frias e ricas em nutrientes. Esta assimetria pode ser constada na distribuição dos principais parâmetros oceanográficos, como temperatura da superfície do mar (SST) (Figura 9), salinidade da superfície do mar (SSS) (Figura 10) e concentração de nutrientes (Figura 11 e 12) em superfície e até 200 m, que corresponde à camada fótica na região. Os dados apresentados foram obtidos do World Ocean Atlas (WOA13 e WOA01) e plotados utilizando o software Ocean Data View (ODV).

Temperatura

Figura 9: Média anual de temperatura no Atlântico Sul em 0, 75, 150 e 200 m.

Salinidade

Figura 10: Média anual de salinidade no Atlântico Sul a 0 e 200 m.

Nutrientes

Figura 11: Média anual da concentração de fósforo no Atlântico Sul a 0, 75, 150 e 200 m.

Os nutrientes são utilizados pelo fitoplâncton marinho que, absorvendo luz solar, sintetiza carboidratos a partir da água e dióxido de carbono (CO_2). Por isso, os nutrientes e a luz, são fatores limitantes para a produção biológica (Colling, 2001). Os principais nutrientes no oceano são nitrogênio e fósforo, respectivamente sob a forma de nitrato e fosfato.

A maior parte dos sais inorgânicos que atuam como nutriente para a biota marinha está concentrada em camadas profundas dos oceanos, ou seja, fora da zona produtiva. Os nutrientes são dissolvidos nas camadas superficiais pela precipitação atmosférica e devido a sua própria decantação. Por isso, tendem a se acumular nas camadas subsuperficiais ao nível da termoclina (Figura 11 e 12). Portanto, os processos de mistura são imprescindíveis para a

produção primária, pois carregam águas ricas em nutrientes de camadas inferiores para a superfície (Colling, 2001).

Figura 12: Média anual da concentração de nitrato no Atlântico Sul a 0, 75, 150, 200 m.

Massas d'água Profundas

Abaixo da AT transportada pela CB, encontra-se a ACAS, que flui entre 300-500 m, com temperaturas entre 6°C e 18°C e salinidade entre 34.5 e 36, e seria formada na região da Convergência Subtropical (Sverdrup et al, 1942). As massas d'água são formadas em locais diferentes e, portanto tem propriedades específicas e diferentes umas das outras, ou seja, cada uma tem uma assinatura característica (Stramma & England, 1999, Boebel *et al.*, 1999). As principais massas d'água profunda que compõem a circulação no Atlântico Sul estão ilustradas nas figura 13 e 14.

Figura 13: Caracterização de massas d'água do Atlântico Sul na região de estudo (modificado de Matsuura, 1986).

Logo abaixo da ACAS encontra-se a Água Intermediária Antártica (AIA) (~500-1000m), com temperaturas entre 3°C e 6°C e valores de salinidade entre 34.2 e 34.6, apresentando um mínimo de salinidade no diagrama T-S (Oppo &

Horowitz, 2000) (Figura 14b). Existe controvérsia na literatura sobre a direção do fluxo da AIA já discutida por outros autores (Reid, 1989; Campos *et al*, 1995; Silveira *et al*, 2000).

A massa d'água subjacente à AIA é o ramo superior da Água Profunda Circumpolar (UCDW) que é reconhecida por concentrações mais baixas de oxigênio dissolvido e alta concentração de nutrientes (Saunders & King, 1995, Vanicek & Siedler, 2002). A Água Profunda do Atlântico Norte (APAN/NADW) (Broecker & Peng, 1982, Reid, 1989), com valores de temperatura entre 3 e 4°C e valores de salinidade entre 34.6 e 35, é encontrada de 1000 m a ~ 3500m de profundidade (Reid, 1989, Stramma & England, 1999). Logo abaixo da NADW encontra-se o ramo inferior da Água Profunda Circumpolar (LCDW), que junto com a Água do Mar de Weddel, formam a Água Antártica de Fundo (AABW). A Figura 14a ilustra a distribuição de oxigênio dissolvido e um diagrama TS para a região de estudo, com a identificação das massas d'água e localização dos testemunhos estudados.

Figura 14: Perfil latitudinal da distribuição de massas d'água com destaque para profundidade dos testemunhos deste estudo (A) e um diagrama T-S das estações 56 e 57 do GEOSECS no Atlântico Sul (B).

Circulação Atmosférica

Como visto a circulação superficial do oceano Atlântico Sul é dominada pelo sistema anticiclônico do giro subtropical (Figura 6). O giro subtropical do Atlântico Sul está associado ao centro semipermanente de alta pressão (ASAS), que da mesma forma tem circulação anti-horária (Figura 15). É considerado permanente porque possui pequena oscilação no espaço e no tempo em relação a sua posição e sua intensidade média.

No inverno, a pressão atmosférica no centro deste anticiclone é maior do que no verão e ele se desloca aproximadamente 800 km para noroeste (Peterson & Stramma, 1991), sendo que no mês de janeiro seu centro atua sobre a parte leste do continente sul-americano. Este deslocamento propicia a entrada de frentes frias numa trajetória de sudoeste para nordeste ao longo do litoral, com maior frequência no inverno. No entanto, o gradiente de pressão entre a região periférica (próximo às linhas de costa de ambos os continentes) e a região central do centro de alta pressão é maior no verão. Isto ocorre porque o centro de baixa pressão (sobre os continentes) se posiciona mais ao sul devido ao deslocamento da ZCIT na mesma direção (Peterson & Stramma, 1991), o que propicia ventos mais intensos.

Figura 15: Representação atmosférica sobre o Atlântico Sul,

O posicionamento da ZCIT (zona ao longo da qual os sistemas de ventos alísios dos dois hemisférios convergem) é influenciado pela distribuição dos oceanos e continentes e a variação da luminosidade solar devido à rotação da Terra. Devido a menor capacidade térmica, os continentes esquentam e esfriam mais rapidamente que os oceanos, por isso, durante o inverno, as massas continentais são mais frias que os oceanos e, durante o verão, são mais quentes. Portanto, a ZCIT tende a se deslocar mais para sul sobre o continente sul americano no verão austral, quando os alísios de nordeste estão mais intensos e, mais para o norte no inverno austral, quando os ventos alísios de sudeste estão mais fortes (Figura 16).

A esta zona geralmente estão associadas às maiores temperaturas superfície do mar (SST) (Peterson & Stramma, 1991, Colling, 2001). Normalmente a superfície do oceano é mais quente do que o ar logo acima, assim, quanto maior a SST, mais calor é transferido da camada superficial para a baixa atmosfera. O ar aquecido, menos denso, sobe facilmente permitindo que outras parcelas de ar ocupem o local, aumentando a intensidade dos ventos. Assim, pode-se dizer que a SST influencia a intensidade da célula de Hadley (Figura 15), afetando a circulação atmosférica.

Figura 16: Posição sazonal do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Materiais e Métodos

Testemunhos Marinhos

Para o estudo do nanoplâncton calcário foram analisados três testemunhos de sedimento marinho coletados a pistão (Tabela 1 e Figura 1) provenientes da porção oeste do oceano Atlântico Sul, no talude da Bacia de Santos.

O testemunho KF-20 é a principal fonte de dados da presente tese, ele foi coletado pela Petrobras durante a campanha Fugro Explorer 2012. Foram recuperados 1915 cm de sedimento em deposição contínua sem a observação de hiatos, de acordo com a descrição do testemunho realizada logo após a coleta, por especialistas da própria empresa. O testemunho foi subamostrado pelas equipes do Laboratório de Paleoceanografia do Atlântico Sul (LaPAS-IOUSP) e do Laboratório de Oceanografia Operacional e Paleoceanografia (LOOP-UFF) nas dependências da Universidade Federal Fluminense (UFF). Foram utilizadas 130 amostras de sedimento a intervalos de 15 cm em média para a composição desta tese.

Outros dois testemunhos de mar profundo da Bacia de Santos também foram utilizados em parte desta tese, KF-16 e KF-18 (Tabela 1 e Figura 17) coletados pela Petrobras durante a campanha Fugro Explorer 2007. No entanto, estes já haviam sido subamostrados para diversos fins, dentre eles alguns relacionados a esta tese (de Almeida *et al.*, 2015; Toledo *et al.*, 2016; Toledo, 2016; Gonzales *et al.*, 2017; Quadros & Toledo, *subm.*) e não puderam seguir os mesmo critérios aplicados ao KF-20. As amostras utilizadas do testemunho KF-16 tiveram um espaçamento amostral a cada 15 cm, enquanto no KF-18 este espaçamento foi em média 10 cm.

Tabela 1: Informações sobre os testemunhos e amostras utilizados neste estudo.

#ID Testemunhos		Localização	Profundidade (m)	Comprimento	Comprimento	Nº de amostras
LaPAS-IO/USP	Petrobras			Recuperado (cm)	Utilizado (cm)	
KF-16	GL-852	25°01'S/43°33'W	1938	2030	1480	96
KF-18	GL-854	25°12'S/42°37' W	2220	2038	831	88
KF-20	GL-1090	24°55'S/42°31'W	2225	1915	1915	129

Figura 17: Localização dos testemunhos na área de estudo.

Breve Caracterização

De acordo com a descrição dos testemunhos, realizada logo após a abertura dos mesmos, os três testemunhos são compostos de lama rica em carbonatos intercalada com lama pobre em carbonatos e marga.

Os sedimentos mais recentes característicos do Holoceno são facilmente reconhecidos nos testemunhos pela coloração marrom no topo (Figura 18). No KF-16 verifica-se a melhor recuperação de sedimentos holocênicos, enquanto no KF-18 e KF-20 este pacote é reduzido. No KF-20, é possível perceber que o topo do testemunho não foi recuperado. A porção entre 15 e 30 cm do KF-18 estava comprometida e dificultou a amostragem. As

KF-20

KF-18

KF-16

Figura 18: Fotografia dos testemunhos estudados logo após a abertura.

porções de coloração branco-acinzentado correspondem aos sedimentos do último intervalo interglacial (~1021-1041 cm no KF-16; ~578-598 cm no KF-18; ~1371-1391 cm no KF-20).

Durante o processo de subamostragem para demais estudos realizados com este material, foram obtidos os percentuais de sedimentos com granulometria <63 µm e >63 µm, mostrando que estes testemunhos são compostos essencialmente de silte (FF) e incremento da fração areia carbonática (FG) durante os intervalos acima citados, correspondentes ao Holoceno e último máximo interglacial (Figura 19, faixas amarelas verticais).

Figura 19: Percentual de fração silte (FF) e areia (FG) dos testemunhos KF-16 e KF-18.

Cronologia

As curvas de isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em foraminíferos bentônicos (*Cibicidoides wuellerstorfi*) dos testemunhos KF-16, KF-18 e KF-20 são apresentadas na figura 20, que também ilustra as curvas de referência Lisiecki & Raymo (2005) e Govin *et al.* (2014) utilizadas para o estabelecimento dos modelos de idade. A cronologia do testemunho KF-20 foi obtida através da combinação de dez datações de radiocarbono (AMS ^{14}C) e os $\delta^{18}\text{O}_{\text{C. wuellerstorfi}}$ alinhada às curvas de referência através do software Analyseries 2.0 (Paillard *et al.*, 1996).

Devido a maior resolução do KF-20 seu modelo de idade levou em consideração a curva de Govin *et al.* (2014) até 143.000 anos e LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005) de 143-200.000 anos (Santos *et al.*, 2017). O alinhamento entre as curvas atingiu uma correlação linear de 0,9. Os modelos de idade do KF-16 e KF-18 foram alinhados apenas com LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005) (Quadros, 2015; Toledo *et al.*, 2016, Gonzales *et al.*, 2017) atingindo uma correlação linear de 0,8. O KF-18 teve três datações de radiocarbono (AMS ^{14}C). Os estágios e subestágios isotópicos marinhos (MIS) foram definidos com base em Lisiecki & Raymo (2005) e Railsback *et al.*, (2015).

Figura 20: Curvas isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em foraminíferos bentônicos dos testemunhos utilizados e as curvas de referência de Lisiecki & Raymo (2005) e Govin *et al.* (2014) (MD95-2042). Abaixo modelo de idade (linha vermelha) e taxa de sedimentação do KF-20. Barra superior: estágios isotópicos marinhos (MIS).

Caracterização Isotópica

As curvas isotópicas referentes aos testemunhos aqui estudados são apresentadas em maior detalhe nas figuras 21 e 22. Na Figura 21 constam as curvas de isótopos estáveis de oxigênio e carbono em foraminíferos bentônicos (espécie epibentônica *C. wuellerstorfi*), que registram a composição das águas profundas da Bacia de Santos (1938 – 2225 m). A figura 22 apresenta o registro isotópico em foraminíferos planctônicos (espécie superficial *G. ruber* s.s), portanto registram a composição das águas superficiais.

A variação da curva de isótopos de oxigênio reflete basicamente a variação do volume de gelo entre períodos glaciais e interglaciais (Shackleton, 1967), o que fica evidente nos registros da Bacia de Santos (SW do Atlântico): maiores valores durante períodos glaciais e menores valores em períodos interglaciais (Figura 21a, b,c).

O registro do KF-16 (Figura 21c) chama atenção pela ausência do pico característico do MIS 5e, como se observa no KF-18 e KF-20 (Figura 21a,b) e nas curvas de referência (Figura 20). Acredita-se que este pico não tenha sido amostrado, uma vez que o registro sedimentar não apresenta descontinuidades. Neste intervalo o espaçamento amostral desse testemunho foi de 10 cm.

As curvas isotópicas de carbono apresentam comportamento similar, embora os valores isotópicos do KF-20 (Figura 21d) tenham sido mais negativos que os demais (Figura 21e,f), principalmente durante MIS 5b e MIS 4. De maneira geral, os valores isotópicos foram menores durante os glaciais e maiores valores foram registrados durante os interglaciais.

Figura 21: Curvas isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$) em foraminíferos bentônicos dos testemunhos estudados. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.

O registro de isótopos estáveis de oxigênio em foraminíferos planctônicos em grande extensão seguiu a variação de volume de gelo, porém com alterações mais graduais (Figura 22a,b). Por outro lado, as curvas isotópicas de carbono (Figura 22c,d) apresentaram valores mais baixos entre o MIS 6 e MIS 5d (~170 – 100.000 anos), quando começou a aumentar atingindo seu máximo durante o MIS 5a. Valores elevados também são observados no MIS 5c e MIS 3. Apesar de variar em um patamar rebaixado, durante o MIS 6

foram registrados algum incremento no valor isotópico na base do MIS 6 (~190 – 180.000 anos) e entre 160 – 140.000 anos.

Figura 22: Curvas isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}O$) e carbono ($\delta^{13}C$) em foraminíferos plânctônicos dos testemunhos estudados. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.

Teor de Carbonato (% $CaCO_3$)

O teor de $CaCO_3$ dos três testemunhos está reportado na Figura 23, indicando uma forte similaridade entre os registros. O bom alinhamento do registro temporal de carbonato mostra coerência entre os registros, permitindo uma boa comparação entre seus resultados.

A média de % CaCO_3 ao longo do período estudado foi de 24% no KF-20, 21% no KF-16 e 20% no KF-18. Os testemunhos são basicamente compostos de lama rica (18-30% CaCO_3) em carbonatos intercalada com lama pobre em carbonatos (5-18% CaCO_3) e margas (30-60% CaCO_3) (linha pontilhada superior na Figura 23). Os valores máximos foram acima dos 50%, durante o Holoceno e o último interglacial. Os valores mínimos, abaixo de 10% de conteúdo carbonático (linha pontilhada inferior na Figura 23), são atingidos apenas no KF-20, que é o mais profundo (2225 m). As linhas verticais pontilhadas designam os intervalos em que houve o predomínio de margas (~135-115.000 anos e a partir de 20.000 anos).

Figura 23: Teor de carbonato (% CaCO_3) dos três testemunhos utilizados neste estudo.

Métodos Aplicados

Técnicas de Preparação de Amostras para Microscópio Petrográfico

O material micropaleontológico para estudos de nanofósseis calcários foi preparado a partir das 313 amostras, previamente selecionadas, dos testemunhos KF-16, KF-18 e KF-20 depositadas no Laboratório de Paleooceanografia do Atlântico Sul (LaPAS) do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IO-USP), entre março de 2013 e novembro de

2014. O material micropaleontológico foi obtido nos mesmos intervalos utilizados para as análises de teor de carbonato, de isótopos estáveis e foraminíferos.

A escolha da técnica de preparo mais adequada para cada ocasião depende do tipo de estudo que se deseja realizar, do tempo e da quantidade de material disponível. Existem diversas técnicas para a preparação de amostras para o estudo do nanoplâncton calcário, a seguir são descritas as duas técnicas empregadas no presente estudo.

Pipetagem Convencional

Esta técnica é simples e bastante rápida e foi utilizada nas amostras dos testemunhos KF-16 e KF-18. Isto porque as amostras destes testemunhos não tinham um controle de volume inicial e já estavam subamostradas em frações granulométricas areia ($>63\ \mu\text{m}$) e silte/argila ($<63\ \mu\text{m}$). Após os procedimentos padrão de peneiramento, a fração sedimentar $<63\ \mu\text{m}$ foi selecionada para a preparação das lâminas micropaleontológicas de nanofósseis calcários. A preparação das lâminas para observação em microscópio petrográfico seguiu a metodologia convencional descrita por (Antunes, 1997, Bown & Young, 1998, Toledo *et al.*, 2016):

- 1) Uma pequena quantidade de sedimento seco $<63\ \mu\text{m}$ é selecionada (0,1–0,2g). As amostras do KF-18 foram maceradas e diluídas em água destilada em um tubo de ensaio. As do KF-16 foram preparadas meses depois e optou-se por não macerá-las, estas foram diluídas em águas destilada por mais tempo e passaram por 20s no ultrassom.
- 2) A solução é homogeneizada e colocada em repouso por cerca de 10 minutos para que as partículas de maior diâmetro sejam depositadas.
- 3) Coloca-se a lamínula, correspondente a amostra em preparo, sobre uma placa aquecedora a 50-60°C.
- 4) Após o repouso, retira-se parte da solução com o auxílio de uma pipeta. A solução deve ser disposta sobre a lamínula, ainda na placa aquecedora, até que seja completamente coberta.

- 5) Deve-se aguardar até que toda a solução evapore. Após a evaporação completa da água, o sedimento fica aderido à lamínula.
- 6) Ainda sobre a placa aquecedora, a lamínula é fixada, com a utilização de bálsamo da Canadá sintético, a uma lâmina microscópica identificada.
- 7) Após um dia de secagem as lâminas estão prontas para estudo.

Esta técnica rápida é ideal para trabalhos de rotina, mas tem o inconveniente de não permitir o posterior cálculo de abundâncias absolutas, que é o diferencial da técnica descrita a seguir.

Decantação Aleatória (Flores & Sierro, 1997)

A técnica de preparação de lâminas por decantação aleatória foi utilizada apenas nas amostras do testemunho KF-20, onde foi possível um controle inicial de volume e densidade de sedimento seco. As técnicas de decantação geram dados quantitativos que permitem obter o número de cocólitos por grama de sedimento seco e os fluxos de cocólitos. Estes dados supõem maior confiabilidade nos estudos paleoecológicos do nanoplâncton calcário. Todas as técnicas de decantação têm critérios mais rígidos, principalmente em relação às medidas utilizadas. Uma quantidade conhecida e exata de sedimento bruto é diluída em um volume também conhecido de água destilada e, posteriormente, colocada para decantar em um recipiente com uma lamínula no fundo. Após a evaporação do líquido, a lâmina pode ser montada da mesma maneira que nas demais técnicas de preparação.

- 1) Pesar 0,2005g ($\pm 0,0005$ g) de sedimento seco.
- 2) Transferir a sub-amostra pesada para um frasco de vidro (*p. ex.* tubo de ensaio) devidamente identificado e tampá-lo.
- 3) Encher o frasco com 10 ml de água tamponada destilada, para evitar possível dissolução.

- 4) Deixar este frasco em descanso, diluindo por 1 dia, (pode ser menos se diluir rápido).
- 5) Passar as amostras manualmente no ultrassom, 1 de cada vez, por uns 20 segundos para desagregar bem o sedimento.
- 6) Preparar o “nanódromo” com as placas de Petri (~490) identificá-las e colocar uma lamínula no fundo da placa de Petri.
- 7) Despejar uma mistura de água destilada e gelatina neutra (0,08g:1L), gelada, dentro da placa de Petri até que encha e fique um pouco alto no centro (*abaular*). Fazer isso em todas as placas de petri que estejam dispostas no nanódromo.
- 8) Retirar todas as bolhas debaixo da lamínula pressionando com a ponta de um palito.
- 9) Separar a micropipeta e as ponteiros e dosar em 200µL (microlitros).
- 10) Agitar bastante o frasco da amostra, verificar se não ficou material no fundo, repousar alguns segundos e sacar 200 µL da solução.
- 11) Soltar cuidadosamente e vagarosamente, porém de maneira contínua, a solução da micropipeta dentro da placa de Petri, com a ponteira da micropipeta inserida na solução de gelatina, dando pequenas bombeadas para homogeneizar a amostra e a gelatina. A gelatina evita que a tensão superficial da água concentre mais partículas na borda da placa.
- 12) Deixar decantando até o outro dia (~12h). O nanódromo deve ser colocado em um local isolado de movimentação de pessoas e corrente de ar.
- 13) Após o período de decantação, extrair o líquido sobrenadante por capilaridade com pequenas tiras de papel absorvente colocadas na borda da placa de Petri e deixar escoar (~2h).
- 14) Quando a lamínula e parte da placa de Petri estiverem aparentes e/ou parcialmente seca retira-se a fitinha de papel e a placa de petri pode ser retirada do nanódromo para a etapa de montagem.
- 15) A montagem é efetuada em uma placa aquecedora de inox. Colocar uma lâmina identificada na placa aquecedora. Retirar a lamínula da placa de petri com o auxílio da lâmina de um bisturi, e é disposta sobre a placa aquecedora.

- 16) Com o auxílio de uma pipeta Pasteur cortada, dispõem-se 1 a 2 gotas de bálsamo do Canadá natural na região centro-lateral da lamínula e monta-se a lâmina.
- 17) É necessário aguardar que o bálsamo se espalhe. As lâminas são transferidas para uma estufa entre 50°C onde ficam por uns 4 a 5 dias.

Todas as lâminas micropaleontológicas confeccionadas encontram-se no repositório do Laboratório de Paleoceanografia de Atlântico Sul (LaPAS/IO-USP): # KF-20/LN01 - # KF-20/LN1915, #KF-18/LN00 - #KF-18/LN831 e #KF-16/LN00 - #KF-16/LN1480.

Identificação e Contagem de espécimes do Nanoplâncton Calcário

Devido ao diminuto tamanho dos componentes do nanoplâncton calcário é necessário o emprego de técnicas de observação capazes de visualizar partículas de poucos micrômetros. Para tanto, se faz necessário a utilização de microscópio ótico petrográfico, com polarizador, platina giratória e uma objetiva de imersão em óleo de 100x, o que proporciona um aumento de, no mínimo, 1000x e a identificação das figuras de interferência. Nesta tese foi utilizado um microscópio Zeiss de até 1600x de aumento, localizado no Laboratório de Paleoceanografia do Atlântico Sul (IO/USP).

Cada espécie de cocolitoforídeos, ao secretar seus cocólitos, tem uma cristalização diferente dos cristais de calcita, resultando em figuras de interferência distintas para cada espécie (Pienaar, 1994). A identificação dos cocólitos é feita pelo reconhecimento das figuras de interferência em luz polarizada no microscópio.

Neste estudo optou-se pela estratégia de contagem por espécimes, onde os primeiros 300 cocólitos visualizados ao microscópio são identificados e suas quantidades específicas são registradas. O número de campos visuais ao microscópio é ilimitado e aleatório. Todos os cocólitos presentes no campo visual (cv) são identificados e contabilizados. Esta etapa é de extrema

importância, uma vez que os dados quantitativos do estudo do nanoplâncton calcário são obtidos.

A identificação dos cocólitos foi realizada com base em Perch-Nielsen (1989), Bown (1998), Antunes (2007) e Nannotax (Young *et al.*, 2014). A classificação taxonômica dos nanofósseis calcários empregada neste estudo teve como base a sistemática proposta por Young e Bown (1997a, 1997b), Young *et al.* (2003) e recomendações do Nannotax (Young *et al.*, 2014).

Ainda que o microscópio ótico tenha sido a principal ferramenta para observação do nanoplâncton calcário neste estudo, algumas amostras do testemunho KF-20 foram observadas em microscópio eletrônico de varredura (MEV). Este trabalho foi realizado no Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (IGC/USP).

Avaliação de Preservação das Amostras

Todo estudo de microfósseis calcários pressupõe condições de preservação satisfatórias, uma vez que a dissolução e recristalização podem alterar o sinal destes microfósseis, no caso os cocólitos, no sedimento. Portanto é conveniente realizar estudos qualitativos e quantitativos da preservação das associações do nanoplâncton calcário. Neste estudo foi aplicada a escala qualitativa proposta por Roth & Thierstein (1972) e Flores & Marino (2002) que estabelece vários níveis de preservação observados ao microscópio petrográfico: **BOM (3)** indica que se podem distinguir todas as estruturas do cocólitos; **MODERADO (2)** indica que alguma característica morfológica foi alterada por dissolução e/ou fragmentação, mas ainda é possível a identificação em nível de espécie; **POBRE (1)** indica dissolução e/ou fragmentação severa, o que prejudica a identificação em nível de espécie; e por último **ESTÉRIL (0)**, indica que não há registro de cocólitos. Existem ainda condições de preservação intermediárias.

Além da escala qualitativa também foi empregado o índice de dissolução quantitativo proposto por Dittert *et al.* (1999) e modificado por Boeckel &

Baumann (2004), CEX'. O CEX' verifica a dissolução preferencial dos cocólitos, uma vez que compara as abundâncias de *taxa* mais resistentes (*C. leptoporus*) com aqueles mais susceptíveis à dissolução, como os placólitos pequenos e delicados (*E. huxleyi*, *Gephyrocapsa* <3,5 µm).

Equação 1

$$CEX' = \frac{Ehux + G'capsaP}{Ehux + G'capsaP + Clept}$$

onde, *Ehux* representa o percentual de *E. huxleyi* na amostra, *G'capsa P* representa o percentual das *Gephyrocapsa* < 3,5 µm, e *Clept* o percentual de *C. leptoporus*. Valores próximo a 1, indicam um bom grau de preservação; valores próximos a 0, indicam severa dissolução. Boeckel & Baumann (2004) recomendam a utilização de amostras com valor acima 0,6, pois abaixo deste valor a dissolução severa pode prejudicar a interpretação das associações de cocolitoforídeos.

Análise de Diversidade

Para se efetuar uma estimativa quantitativa da biodiversidade das associações de nanoplâncton calcário, com base em amostras de uma comunidade outrora viva, foram empregados alguns índices de diversidade, como Riqueza de Espécies (S), o índice de Margalef e o índice de Shannon (H).

A riqueza de espécies (S) é maneira mais simples de se inferir sobre a biodiversidade de uma amostra, e nada mais é que número absoluto de espécies nessa amostra. A biodiversidade é uma medida estimada em uma determinada área, portanto o tamanho da amostra pode afetar a riqueza (S), que tenderia a aumentar com o tamanho da amostra. Para compensar este efeito, o índice de riqueza de Margalef foi aplicado, pois este relaciona a riqueza (S) e o número amostral. Acredita-se que a aplicação do Índice de

Margalef seja importante uma vez que o número de organismos contabilizados por amostra é variável.

O Índice de Shannon é dependente da abundância relativa e também do número de *taxa* em cada amostra (Magurran, 2003), foi empregado para reconhecer a abundância das espécies ao longo dos testemunhos e verificar variações na diversidade das associações. Estes índices tem relação direta com a diversidade, quanto maior o seu valor, maior é a diversidade.

Técnicas Quantitativas

A identificação e contagem de cocólitos no microscópio petrográfico permitem estudos quantitativos com maior ou menor precisão. Independente da técnica de preparação de amostras, a abundância relativa (AR, %) de cada um dos *taxa* em relação ao total contabilizado numa amostra pode ser calculada, assim como a abundância simples. A abundância simples é a maneira mais fácil de estimar a abundância de uma amostra (Bown & Young, 1998), que é o número total de cocólitos contabilizados pela quantidade de campos visuais necessários para se atingir pelo menos 300 cocólitos. A AR é uma das técnicas quantitativas mais simples empregada no estudo do nanoplâncton calcário e por isso é importante para o estabelecimento de comparações com outros estudos (Costa *et al.*, 2016; Boeckel *et al.*, 2006; Ziveri *et al.*, 2004). A abundância relativa dos cocólitos foi calculada para todas as amostras dos três testemunhos apreciados neste estudo.

No entanto a preparação de amostras pela técnica da decantação aleatória, associada às contagens ao microscópio com controle da área observada, permitem estudos quantitativos mais detalhados como o cálculo de abundâncias absolutas das espécies do nanoplâncton calcário, estimativas de taxa de acumulação e estimativas de massa de calcita.

Cálculo de Abundância Absoluta

A abundância absoluta (AA), também chamada de concentração, de cada espécie, assim como do total de cocólitos foi calculada a partir do método proposto por Flores & Sierro (1997):

Equação 2

$$AA = \frac{n' R^2 V}{r^2 g v}$$

onde **AA** é a abundância absoluta (cocólitos/g), **n'** é o número de cocólitos contabilizados de uma espécie *n* em uma área aleatória, **R** é o raio da placa de Petri utilizada (mm), **V** é o volume de água adicionada ao sedimento seco (μl), **r** é o raio do campo visual usado na contagem (mm), **g** é o peso do sedimento seco (g) e **v** é o volume da mistura na micropipeta (μl). Esta equação assume que o número de partículas coletadas por unidade de área na lamínula seja proporcional ao volume da suspensão original acima da lamínula.

Os valores de AA se referem aos cocólitos separadamente, como são encontrados em sua maioria no registro fóssil. Normalmente são valores muito altos, da ordem de grandeza de bilhões de cocólitos por amostra. Como o número de cocólitos por cocosfera é conhecido para a maioria das espécies do nanoplâncton calcário (Tabela 2), é possível converter a $AA_{\text{cocólitos}}$ em $AA_{\text{cocosferas}}$, o que reduz o valor absoluto. Basta dividir o número total de cocólitos ($AA_{\text{cocólitos}}$) de uma espécie pelo número de cocólitos que esta espécie possui em sua cocosfera, o que, de fato, representa um indivíduo (célula) desta espécie.

No caso de *E. huxleyi* e *F. profunda*, já foram reportadas cocosferas com número variável de cocólitos. *E. huxleyi* tem um ciclo de vida um pouco diferente dos demais cocolitoforídeos, esta espécie tem uma fase da vida com menos cocólitos (12) na cocosfera e outra fase com mais cocólitos (44). Como este trabalho foi realizado com material preservado nos sedimentos, certamente há cocólitos de *E. huxleyi* de diferentes fase de vida, por isso optou-se pelo uso de um valor médio (28). Já foram reportadas cocosferas de

F. profunda com 65-70 a 120 cocólitos por cocosfera, portanto também foi utilizado um valor médio (92,5), mesmo sabendo que o resultado possa estar subestimado.

Tabela 2: Número de cocólitos por cocosfera por espécie.

Espécies	Cocólitos/cocosfera	Referência
<i>C. leptoporus</i>	24	Baumann <i>et al.</i> (2008)
<i>C. brasiliensis</i>	90	Baumann <i>et al.</i> (2008)
<i>C. pelagicus</i>	16	Young & Ziveri (2000)
<i>E. huxleyi</i> (1 camada)	12	Baumann <i>et al.</i> (2008)
<i>E. huxleyi</i> (multicamada)	44	Baumann <i>et al.</i> (2008)
<i>E. huxleyi</i> (média)	28*	(este estudo)
<i>F. profunda</i>	65	Baumann <i>et al.</i> (2008)
<i>F. profunda</i>	120	Yang & Wei (2003)
<i>F. profunda</i> (média)	92,5*	(este estudo)
<i>G. ericssonii</i>	16	Baumann <i>et al.</i> (2008)
<i>G. oceanica</i>	16	Baumann <i>et al.</i> (2008)
<i>H. carteri</i>	24	Yang & Wei (2003)
<i>O. fragilis</i>	37	Baumann <i>et al.</i> (2008)
<i>R. clavigera</i>	42	Baumann <i>et al.</i> (2008)
<i>S. pulchra</i>	26	Baumann <i>et al.</i> (2008)
<i>U. tenuis</i>	22	Baumann <i>et al.</i> (2008)
<i>U. sibogae</i>	80	Baumann <i>et al.</i> (2008)

*Se referem ao valor médio de cocólitos.

Cálculo das Taxas de Acumulação

A partir das abundâncias absolutas é possível calcular a quantidade de cocólitos acumulados em unidade de área (cm²) e tempo (ka) Flores & Sierro (1997):

Equação 3

$$TAC = AA \cdot d \cdot s$$

sendo **TAC** a taxa de acumulação de cocólitos ou fluxo (cocólitos.cm⁻².ka⁻¹), **AA** é a abundância absoluta (cocólitos/g), **d** é a densidade do sedimento seco (g/cm³) e **s** é a taxa de sedimentação linear (cm/ka). Utilizando em **AA** a **AA_{cocosferas}** teremos o **TAC_{cocosferas}**.

Estimativa da Contribuição de Massa (CaCO₃) por Espécie e Fluxos de Massa

Análises químicas demonstraram que os cocólitos são formados de calcita pura, sem uma fase orgânica intracelular substancial (Faggebakke *et al.*, 1994, Steinmetz, 1994, Young & Ziveri, 2000, Hassenkam *et al.*, 2011, Andersson *et al.*, 2014). Young & Ziveri (2000) desenvolveram um estudo morfológico e morfométrico em que estabeleceram valores médios de área e volume dos cocólitos de diversas espécies. Estes autores estabeleceram um método de conversão de volume de cocólitos em massa de carbonato, multiplicando o volume do cocólito de cada espécie pela densidade da calcita (2,7 g/cm³ = 2,7 pg/μm³):

Equação 4

$$cocólito(sp) = 2,7 \cdot V(sp)$$

onde **cocólito_(sp)** é a massa de um cocólito da espécie *sp* em picogramas (pg) e **V_(sp)** é o volume do cócólito desta espécie. A partir deste cálculo Young & Ziveri (2000) disponibilizaram o valor de massa média dos cocólitos por espécie (Tabela 3). Esta tabela foi empregada no presente estudo para as estimativas da contribuição de massa de carbonato por espécie:

Equação 5

$$CaCO_3\ sp = AA_{cocólitos} \cdot cocólito(sp)$$

onde CaCO_3_{sp} é a contribuição de carbonato (pg) de cada uma das espécies do nanoplâncton calcário por grama de sedimento seco, $AA_{\text{cocólitos}}$ é a abundância absoluta de cocólitos de uma espécie sp e $\text{cocólito}_{(sp)}$ é a massa de um cocólito desta mesma espécie conforme a Tabela 3.

Tabela 3: Massa média de calcita (CaCO_3) em pictogramas (pg) de um cocólito por espécie.

Espécies	Massa CaCO_3 (pg)	Referência
<i>C. leptoporus</i>	74,1	Young & Ziveri (2000)
<i>C. cristatus</i>	196,8	Young & Ziveri (2000)
<i>C. pelagicus</i> *	355,9	Young & Ziveri (2000)
<i>E. huxleyi</i> **	3,5	Young & Ziveri (2000)
<i>F. profunda</i>	1,3	Young & Ziveri (2000)
<i>G. ericssonii</i>	3,6	Young & Ziveri (2000)
<i>G. oceanica</i>	16,9	Young & Ziveri (2000)
<i>H. carteri</i>	135	Young & Ziveri (2000)
<i>O. fragilis</i>	96,8	Young & Ziveri (2000)
<i>P. japonica</i>	70	Beaufort & Heussner (1999)
<i>R. clavigera</i>	67,5	Young & Ziveri (2000)
<i>S. apstenii</i>	540	Young & Ziveri (2000)
<i>S. pulchra</i>	13,5	Young & Ziveri (2000)
<i>Thoracosphaera</i> spp.	1186,4	Young & Ziveri (2000)
<i>U. tenuis</i>	8,7	Young & Ziveri (2000)
<i>U. sibogae</i>	18,6	Young & Ziveri (2000)
placólito muito pequeno	2,6	Young & Ziveri (2000)

*valor para população mista. **valor para calcificação normal.

Para o cálculo do Fluxo de Massa (CaCO_3) por espécie ou do nanoplâncton total:

Equação 6

$$TACaCO3_{sp} = CaCO3_{sp} . d . s$$

Equação 7

$$TACaCO_3 \sum sp = CaCO_3 \sum sp . d . s$$

onde **TACaCO₃ sp** é a taxa de acumulação (ou fluxo) de carbonato (pgCaCO₃.cm⁻².ka⁻¹) de uma espécie *sp*, enquanto **TACaCO₃Σsp** é o fluxo de massa do nanoplâncton total, **CaCO₃ sp** é a contribuição de carbonato (pg) de cada uma das espécies do nanoplâncton calcário por grama de sedimento seco, **CaCO₃ Σsp** é a contribuição total de carbonato (pg) por grama de sedimento seco, **d** é a densidade do sedimento seco (g/cm³) e **s** é a taxa de sedimentação linear (cm/ka).

Índices Paleoceanográficos

Cálculo da Razão Nutriclina

A relação entre espécies do nanoplâncton calcário que habitam a zona fótica superior, como *E. huxleyi* e espécies do gênero *Gephyrocapsa*, e aquelas que habitam a zona fótica inferior (*F. profunda*) pode ser utilizada como indicador de produtividade primária (Flores *et al.*, 2000, Beaufort *et al.*, 2001, López-Otálvaro *et al.*, 2008). Portanto a Razão Nutriclina (RN), um índice proposto por Flores *et al.* (2000), pode ser utilizado como indicador da produtividade primária:

Equação 8

$$RN = \frac{Ehux + G'capP + Gocn}{Ehux + G'capP + Gocn + Fprof}$$

onde **RN** é a razão nutriclina, *Ehux* é o percentual de *E. huxleyi*, *G'capP* é o percentual de *Gephyrocapsa* <3,5 µm, *Gocn* o percentual de *G. oceanica* e *Fprof* se refere ao percentual de *F. profunda*. Os valores da RN variam de zero a 1. Valores próximos a 1 indicam maior proporção de taxa da zona fótica superior, interpretado como sinal de alta produtividade relacionado a uma

nutriclina mais próxima a superfície e intensificação de processos de mistura. Valores próximos a 0 indicam um aumento dos taxa que habitam a zona fótica inferior, sugerindo baixa produtividade superficial, relacionado a uma nutriclina mais profunda e menos processos de mistura.

Equação da Paleoprodutividade Primária

A equação da paleoprodutividade primária é um método direto de paleoecologia quantitativa baseado da abundância de uma única espécie do nanoplâncton calcário, proposto por Beaufort *et al.* (1997) e revista por Beaufort *et al.* (2001). Esta ideia foi fundamentada pelo estudo de Molfino & McIntyre (1990) que estabeleceu que as variações da profundidade da nutriclina podem ser monitoradas através da variação percentual (abundância relativa) de *F. profunda*. Henriksson (2000) testou a função de transferência de Beaufort e colaboradores (oceano Índico) para o oceano Atlântico equatorial com sucesso:

Equação 9

$$PP = 617 - [279 \log(Fprof + 3)]$$

onde *PP* é a paleoprodutividade primária (gC.m⁻².ano⁻¹) e *Fprof* é o percentual de *F. profunda*.

Proxy Geoquímico de Paleoprodutividade

$$\delta^{13}C \text{ e } \Delta\delta^{13}C$$

Existe um elo entre a produtividade oceânica e os isótopos de carbono há décadas postulada por Tappan (1968), que sugere que valores isotopicamente ($\delta^{13}C_{\text{bent}}$) mais “pesados” indicam maior deposição de carbono

orgânico, sendo um 'proxy' da produção exportada. Por outro lado, valores altos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{planc}}$ sugerem maior produtividade primária na superfície, uma vez que a fotossíntese incorpora preferencialmente o isótopo mais leve (^{12}C), deixando a água enriquecida em ^{13}C e, por conseguinte, nas carapaças dos foraminíferos planctônicos.

A diferença entre os dois, ou seja, a diferença entre a composição isotópica de carbono de organismos bentônicos e planctônicos ($\Delta\delta^{13}\text{C}$, *Equação 10*) é um refinamento do postulado acima, pois ela é controlada tanto pela fotossíntese (produção) na superfície do oceano, como pela regeneração dessa matéria orgânica no fundo (decomposição). Em suma, $\Delta\delta^{13}\text{C}$ é uma razão entre a produtividade primária, que reduz o ^{12}C do carbono inorgânico dissolvido e a decomposição da matéria orgânica que chega ao fundo, que libera/retorna o ^{12}C para o reservatório inorgânico dissolvido em águas profundas (Shackleton *et al.*, 1983; Curry & Crowley, 1987; Schneider *et al.*, 1994; Pierre *et al.*, 2001; Paytan, 2007).

Equação 10

$$\Delta \delta^{13} \text{C} = \delta^{13} \text{C}_{\text{bentônico}} - \delta^{13} \text{C}_{\text{planctônico}}$$

Técnicas Estatísticas

Coeficiente de Correlação Linear de Pearson

Em estatística a análise de correlação mede a força e o grau de relação entre duas ou mais variáveis. O coeficiente de correlação linear de Pearson é um índice estatístico que indica se existe algum grau de relação, direta ou inversa, entre duas variáveis quantitativas (Hammer & Harper, 2006). É um cálculo simples e de fácil interpretação, além de um importante auxílio pra resolução de problemas paleontológicos (Hammer & Harper, *op.cit*). Para esta e outras análises estatísticas os dados pressupõem uma distribuição normal, o que é raro em dados ambientais. Para minimizar esta condição e aproximar a

distribuição da normalidade os dados são transformados em logaritmos ($\log(x+1)$).

Os valores da matriz de correlação variam entre -1 e +1. Uma correlação de +1 indica uma relação perfeitamente direta, ou seja, na medida em que uma variável aumenta, a outra aumenta na mesma proporção. Por outro lado, uma correlação de -1 indica uma relação perfeitamente negativa ou inversa, pois à medida que uma variável aumenta, a outra diminui. Correlações perfeitas dificilmente ocorrem na natureza. A falta de correlação linear entre duas variáveis é indicada por valores próximos a zero. Nesse caso, as variáveis seriam independentes, quando 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 de correlação não seria apropriado. Para utilizar apenas correlações estatisticamente significativas foram consideradas apenas aquelas com valores de probabilidade, p , inferiores a 0,05.

Análise Fatorial

Em estudos de paleoecologia e em boa parte dos estudos paleoceanográficos, as assembléias microfossilíferas selecionadas de diferentes localidades e intervalos de tempo requerem análise e interpretação de dados compostos por um grande número de variáveis (Prentice, 1986). Neste caso, a análise estatística multivariada se faz necessária, pois os procedimentos desenvolvidos por estas técnicas analisam os dados através da combinação das inúmeras variáveis (Brown, 1998), facilitando a compreensão da variabilidade total dos dados.

Neste estudo as variáveis são as diferentes espécies de nanofósseis calcários (variáveis dependentes). Estas espécies variam em abundância ao longo das diferentes amostras, ou seja, ao longo do tempo. Desta forma, as planilhas de abundância relativa das espécies de nanofósseis calcários, obtidas das análises quantitativas, constituem um conjunto dados percentuais

multivariados (Prentice, 1986). A partir destes dados, os procedimentos estatísticos empregados determinam matrizes de correlação que servem de entrada para as técnicas de estatística multivariada (Kucera & Malmgren, 1998).

A análise fatorial é uma técnica de estatística multivariada empregada para analisar interpelações entre um grande número de variáveis e calcular um conjunto de dimensões subjetivas, conhecidas como fatores, que tentam explicar estas correlações. É uma técnica de redução de dados, já que a informação contida na matriz de dados é expressa em um número menor de fatores.

Como o interesse deste estudo está centrado na associação mútua e simultânea de todas as espécies (variáveis), sem distinção entre elas, foram empregados métodos interdependentes. No entanto, foi levado em consideração que a análise de dados composicionais é sempre influenciada pelo efeito da somatória fechada, onde as espécies individuais não variam independentemente (Kucera & Malmgren, 1998; Buccianti & Esposito, 2004). Ou seja, se uma espécie aumenta sua abundância, as demais espécies devem diminuir.

Para ambas as técnicas estatísticas foi empregado o pacote PAST (PAleontological STatistics) (Hammer *et al.*, 2001).

Dados Complementares

%CaCO₃ em diferentes frações granulométricas

Durante o desenvolvimento desta tese, um estudo sobre o teor de carbonato do KF-20 e os fatores que controlam sua variação foi desenvolvido por Tomazella (2016). Este estudo tangencia o objetivo desta tese e alguns dados serão explorados, principalmente por disponibilizar o teor de CaCO₃ em diferentes frações granulométricas: rocha-total; >63 µm; 63 – 20 µm e < 20 µm (Figura 24). Esta última escolhida propositalmente para auxiliar o presente

estudo, pois é a fração que concentra o nanoplâncton calcário depositado em oceano profundo (Broecker & Clark, 1999; Broecker & Clark, 2001; Chiu & Broecker, 2008; Frenz *et al.* 2005).

Os maiores valores de todas as frações acompanham a curva do carbonato em rocha-total. Durante o MIS 5 a fração intermediária (63 – 20 μm), que concentra foraminíferos juvenis e fragmentos, parece ter contribuído mais para o conteúdo total do que a fração mais fina (<20 μm). Valores mínimos foram reportados no MIS 4. Durante o MIS 3 é a fração <20 μm que parece contribuir mais para o carbonato total (Figura 24).

A Figura 25 indica o percentual médio da contribuição de carbonato de cada fração por estágio isotópico marinho. A fração <20 μm (nanoplâncton calcário) é a que mais contribuiu em carbonato ao longo do tempo, seja em intervalos glaciais (MIS 6, 4 e 2) ou interglaciais (MIS 5, 3 e 1), compondo mais de 50% do carbonato total (Tomazzella, 2016). O percentual de contribuição média de carbonato da fração correspondente ao nanoplâncton calcário apresentou os maiores percentuais durante os glaciais MIS 6, MIS 4 e MIS 2, indicando que são mais abundantes que os foraminíferos durante os glaciais (Broecker & Clark, 2001; Chiu & Broecker, 2008).

COT (%)

A concentração de carbono orgânico total é um proxy importante que indica o conteúdo de matéria orgânica dos sedimentos (Meyers, 2003; Ortiz, *et al.*, 2016). O COT (%) reflete a matéria orgânica que escapou à mineralização durante a sedimentação e, por isso, é influenciada tanto pela produção de biomassa e o subsequente grau de degradação. Os dados de COT (%) do KF-20 foram gentilmente cedidos pela Prof^a. Dra. Ana Luiza Spadano Albuquerque, do Departamento de Geoquímica da Universidade Federal Fluminense (UFF).

Figura 24: Teor de carbonato em três frações granulométricas: rocha total (acima), fração <20µm (centro) e fração intermediária (abaixo) no testemunho KF-20 (Tomazella, 2016). Faixa numerada inferior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os 5 e 1.

Figura 25: Contribuição média de cada fração granulométrica para o CaCO_3 -total (rocha-total, linha vermelha) por estágio isotópico marinho. FFração <20 μm (bege), fração intermediária (20>f<63 μm , verde), fração >63 μm (azul) no testemunho KF-20 (Tomazella, 2016). Faixa numerada inferior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os 5 e 1.

Razões Elementares

Razões elementares (Fe/Ca, Ti/Ca, Ti/Al, Fe/K, entre outras) do testemunhos KF-20 foram utilizadas no auxílio às reconstituições paleoclimáticas/paleoceanográficas. As razões elementares são recomendadas pela menor sensibilidade aos efeitos de diluição nos sedimentos (Weltje & Tjallingii, 2008, Govin *et al.*, 2012), se comparados apenas à concentração do elemento. Os sedimentos terrígenos são compostos por material proveniente do continente por via fluvial e/ou eólica e, portanto, são sensíveis às condições climáticas (Govin *et al.*, 2012, Martinez-Ruiz *et al.*, 2015, Costa *et al.*, 2016, Mahiques *et al.*, 2017) e também refletem o aporte continental em relação ao marinho. Os dados de intensidade (contagens) dos elementos obtidos via Fluorescência de Raio-X (XRF) foram gentilmente cedidos pelo Prof. Dr.

Cristiano Mansur Chiessi da Escola de Artes, Ciências e Humanidades da Universidade de São Paulo (USP) (Figura 26).

Figura 26: Razões elementares do testemunhos KF-20. De cima para baixo: Fe/Ca, Ti/Ca, Fe/Al, K/Al, Ti/Al, Fe/K e o $\Delta\delta^{13}C$. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.

Resultados

Preservação das Amostras

De maneira geral, as amostras dos três testemunhos apresentaram-se satisfatórias ao estudo do nanoplâncton calcário. Nos últimos 200.000 anos o índice de dissolução seletiva de cocólitos, CEX' manteve-se sempre acima de 0,8 que indica boas condições de preservação do material (Figura 27). Ainda nesta figura pode-se observar a variação na avaliação visual da preservação ao microscópio ótico e no número de campos visuais necessários para atingir um mínimo de 300 cocólitos contabilizado por amostra.

Embora o CEX' não tenha identificado amostras afetadas por dissolução seletiva, a avaliação visual ao microscópio ótico acusou amostras afetadas por severa dissolução e/ou fragmentação dos cocólitos, dificultando muitas vezes a identificação dos mesmos em nível de espécie. No KF-20 estas amostras se concentram no MIS 6 (até ~160.000 anos¹), MIS 5b e MIS 4. Houve ainda uma amostra estéril em 173.400 anos. Por outro lado, as amostras do KF-16 foram as que apresentaram melhor preservação dentre os três testemunhos estudados. Isto fica demonstrado tanto no CEX' (valores entre 0,9 e 1) como na avaliação visual de preservação (redução da preservação apenas no MIS 4).

O número de campos visuais contabilizados por amostras pode ser uma boa indicação de sua abundância (Bown & Young, 1998). Porém, eventos de dissolução podem afetar a abundância de uma amostra, por isso optou-se por observar quando o aumento do número de campos visuais coincidia com período de menor preservação. Nos casos onde apenas o número de campos visuais aumenta e a preservação se mantém boa (3) ou moderada (2), é uma indicação de variação de abundância por outros fatores que não a dissolução.

No KF-20, dos três períodos de menor preservação acima citados, todos coincidem com o aumento do número de campos de visuais, exceto a redução

¹ As idades (anos B. P.) referidas ao longo do texto são valores aproximados para melhor localização nas figuras.

de preservação em 33.600 anos (MIS 3). A variação do número de campos visuais no KF-16, acompanha o CEX', exceto pelo topo do MIS 6 que indica menor abundância, mas a preservação não foi afetada (preservação e CEX'). Durante o MIS 4, pode-se dizer que houve redução de preservação dos cocólitos em amostras relativamente abundantes. A variação dos parâmetros no KF-18 se assemelha àquela do KF-20, com redução de CEX' e campos visuais na base do MIS 6 e entre MIS 5b e MIS 4 (Figura 27).

Figura 27: Parâmetros relacionados à preservação do nanoplâncton calcário na Bacia de Santos. Preservação: 3, boa preservação; 2, preservação moderada; 1, preservação pobre; 0, estéril. faixas verticais em cinza destacam os intervalos glaciais (MIS 6, 4 e 2, e subestágios 5d e 5b).

Análise de Diversidade

As curvas de diversidade de riqueza de espécies (S), do índice de riqueza de Margalef e do índice de Shannon (H) são apresentadas na Figura 28. O índice de Margalef, utilizado para reduzir o efeito da variação amostral, parece ter atenuado a variação das curvas de riqueza de espécies mantendo suas principais características. O comportamento das curvas do testemunho KF-20 (linhas vermelhas) e KF-16 (linhas verdes) é bastante similar, enquanto o KF-18 (linhas azuis), ainda que maneira geral siga a mesma tendência, difere em alguns intervalos, como MIS 3-1 e MIS 5.

Figura 28: Índices de diversidade do nanoplâncton calcário em três testemunhos da Bacia de Santos. A faixa numerada superior se refere aos estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais em cinza destacam os intervalos glaciais (MIS 6, 4 e 2).

Os índices apontam maior diversidade no MIS 6 (a partir de ~160.000 anos), comum aos três testemunhos, e no MIS 3-2 (principalmente KF-16 e KF-20). As curvas do índice de Shannon são mais concordantes ao apontar intervalos de maior diversidade, destacando aqui o final do MIS 6, MIS 5 (~110-90.000 anos) e o início do MIS 3 (~56-40.000 anos) (Figura 28). Dois intervalos de menor diversidade são comuns aos três registros e estão destacados na Figura 28 com retângulos tracejados. O primeiro intervalo destacado está no início do MIS 6 (~200-160.000 anos) e o segundo começa no final do MIS 5a (~78.000 anos) até o princípio do MIS 3 (~56.000 anos).

Associações de Nanoplâncton Calcário

Espécies Principais

A associação de nanoplâncton calcário da Bacia de Santos nos últimos 200.000 anos é dominada por *E. huxleyi*, *F. profunda* e *Gephyrocapsa* spp.. Essas espécies contribuem para 88% do total das associações estudadas (Tabela 4). As espécies dominantes estão representadas pela abundância relativa média em cada testemunho estudado, com valores comparáveis entre si. Considerando a média entre os três testemunhos, ~16% correspondem à *E. huxleyi*, ~30% à *F. profunda*, ~21% à *G. oceanica* e ~21% à *Gephyrocapsa* ≤3,5µm.

A abundância relativa de *E. huxleyi* foi menor durante o MIS 6 e grande parte do MIS 5, quando começou a aumentar a partir do MIS 5c (Figura 29). Durante o MIS 5a observa-se um aumento consistente de *E. huxleyi* e altos valores são observados a partir da transição entre MIS 4/MIS 3 (~60 - 45.000 anos) (Figura 29).

O grupo *Gephyrocapsa* (Σ *Gephyrocapsa*, Figura 29) foi dominante nas associações de nanoplâncton calcário desde o MIS 6 até o MIS 5b, ainda que gradualmente reduzindo sua abundância. A máxima abundância relativa do grupo foi observada durante os MIS 6 e MIS 5e. No entanto, observou-se

nestes dois intervalos uma diferença de dominância das espécies que compõem este grupo (basicamente *G. oceanica* e *Gephyrocapsa* <3,5µm). Como pode ser observado com maior detalhe na figura 4, houve o predomínio de *G. oceanica* (*Gephyrocapsa* M >3,5µm) na base do MIS 6 (200 – 160.000 anos) e durante o MIS 5e-d (~130 – 110.000 anos), enquanto entre ~160 – 130.000 anos (MIS 6) houve um incremento nas *Gephyrocapsa* <3,5µm (Figura 30).

Tabela 4: Abundância relativa média de taxa do nanoplâncton calcário no KF-16, KF-18 e KF-20.

	KF-16	KF-18	KF-20	média
	(%)			
<i>Acanthoica spp.</i>	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>B. bigelowii</i>	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>C. cristatus</i>	0,1	0,1	0,5	0,2
<i>C. leptoporus</i>	1,5	1,4	1,2	1,4
<i>C. brasiliensis</i>	0,4	0,3	0,2	0,3
<i>C. pelagicus</i>	0,1	0,4	0,2	0,2
<i>C. mediterranea</i>	0,1	0,0	0,1	0,1
<i>D. tubifera</i>	0,1	0,0	0,0	0,0
<i>E. huxleyi</i> ¹	18,3	9,4	21,3	16,3
<i>F. profunda</i> ²	21,5	35,3	31,5	29,4
<i>G¹capsa P</i>	28,9	15,3	20,1	21,5
<i>G. oceanica</i>	18,9	26,8	16,7	20,8
<i>Gephyrocapsa</i> ³	47,9	44,5	36,8	43,1
<i>Hayaster spp.</i>	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>H. carterii</i>	0,8	1,7	0,8	1,1
<i>Oolithotus spp.</i>	0,0	0,0	0,1	0,0
<i>Pontosphaera spp.</i>	0,1	0,1	0,1	0,1
<i>P. lacunosa</i>	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Reticulofenestra spp.</i>	0,1	0,6	0,6	0,4
<i>R. clavigera</i>	1,8	3,4	0,8	2,0
<i>S. apstenii</i>	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>S. pulchra</i>	1,6	0,5	0,6	0,9
<i>Thoracosphaera spp.</i>	0,0	0,0	0,1	0,0
<i>U. tenuis</i>	0,5	0,1	0,1	0,2
<i>U. sibogae</i>	3,3	1,4	3,2	2,6
<i>Placoliths P</i>	1,7	0,8	1,6	1,4
1+2+3	87,6	86,8	89,7	88,0

A espécie *F. profunda* apresentou um padrão mais oscilante, embora uma maior contribuição tenha sido observada no início do MIS 6 (até 170.000 anos) e entre MIS 5c e MIS 4 (~100 – 60.000 anos) (Figura 29). Percentuais relativamente baixos de *F. profunda* foram registrados em parte do MIS 6, MIS 5e-d e a partir do MIS 4 para o topo do intervalo de estudo.

Umbilicosphaera sibogae, a mais abundante espécie de *Umbilicosphaera* spp. aparece como o quarto grupo mais representativo do nanoplâncton calcário nos últimos 200.000 anos na área de estudo (Tabela 4). Esta espécie teve picos de abundância relativa ao longo do MIS 6 e entre o MIS 5c-b (Figura 29).

Figura 29: Abundância relativa (%) dos constituintes principais do nanoplâncton calcário no KF-16, KF-18 e KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os glaciais (MIS 6, 4 e 2).

Figura 30: Abundância relativa (%) dos constituintes principais do nanoplâncton calcário no KF-16, KF-18 e KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os glaciais (MIS 6, 4 e 2).

A espécie *R. clavigera* teve maior destaque no MIS 5e, 5c e 5a (Figura 32). *R. clavigera* também aumentou em abundância relativa durante o final do MIS 6, intervalos do MIS 3 e MIS 2. Esta espécie apresentou valores percentuais mais altos no testemunho KF-18.

C. leptoporus teve sua abundância relativa reduzida na base do MIS 6 (até ~170.000 anos), durante o MIS 4 e MIS 2-1. Os maiores valores foram registrados no MIS 6 (165 – 130.000 anos), seguidos do MIS 5e-b (~130 – 87.000 anos) e MIS 3 quando atingiram valores similares (Figura 32).

A espécie *H. carteri* foi a mais abundante e frequente do gênero *Helicosphaera*, tendo maior destaque ao longo do MIS 6 e redução no MIS 4 (Figura 32). Maiores valores percentuais são observados no testemunho KF-18, enquanto os valores registrados no KF-16 e KF-20 são menores e similares como anteriormente observado para *R. clavigera*.

Syracosphaera pulchra foi a espécie mais abundante do gênero *Syracosphaera* e teve maior abundância relativa no MIS 6 (a partir de 160.000 anos) até o MIS 5e e a partir do MIS 3 em direção ao Holoceno (Figura 32). A abundância de *S. pulchra* é reduzida na base do MIS 6 e, exceto pelo registro do testemunho KF-16, ao longo do MIS 5 e MIS 4.

Figura 32: Abundância relativa (%) dos constituintes principais do nanoplâncton calcário no KF-16, KF-18 e KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os glaciais (MIS 6, 4 e 2).

A distribuição de *C. pelagicus* foi semelhante nos três testemunhos estudados (Figura 5). *C. pelagicus* atingiu sua maior abundância relativa na base do MIS 6, reduzindo consistentemente até o topo do MIS 6 quando desaparece dos registros. O retorno de *C. pelagicus* ao registro sedimentar na Bacia de Santos somente ocorre durante o MIS 5b (~87.000 anos), atingindo valores altos durante o MIS 3 a partir de quando volta a diminuir em direção ao MIS 2.

Por último, os placolitos muito pequenos ($< 2\mu\text{m}$), apresentados na figura 4 compõem uma categoria que possivelmente agrupa espécimes de *E. huxleyi*, de gefirocapsas pequenas e algumas reticulofenestras. Devido ao diminuto tamanho, sua distinção em nível de espécie e gênero é prejudicada mesmo em microscópios óticos de 1600x de aumento. No entanto, ao observar seu registro nos três testemunhos sua distribuição se aproxima mais a das *Gephyrocapsa* $< 3,5\mu\text{m}$ do que da distribuição de *E. huxleyi* (Figura 4).

Espécies Secundárias

A distribuição dos constituintes secundários (média $< 1\%$) das associações de nanoplâncton calcário está representada na figura 33.

S. apstenii foi registrada principalmente em intervalos glaciais como o MIS 6 e MIS 2.

Acanthoica spp., por outro lado, se mostrou mais frequente durante períodos interglaciais, como o MIS 5, MIS 3 e MIS 1.

O. fragilis teve sua ocorrência registrada apenas no final do MIS 6, MIS 5a e MIS 3-2.

B. bigelowii teve sua distribuição similar à *S. apstenii*, registrada durante os glaciais MIS 6 e MIS 2.

Por outro lado, os exemplares de *Thoracosphaera* spp. foram registrados em maior abundância relativa no final do MIS 6 e MIS 5e.

D. tubifera e *Umbellosphaera* spp. foram registradas em maior número no KF-16, ambas com máximo de abundância no MIS 1.

C. brasiliensis esteve presente ao longo de todo o intervalo estudado, porém com picos de maior abundância relativa no MIS 6 e MIS 5e, além de algum destaque durante o MIS 3-1 no KF-16.

Ceratolithus spp. também manteve uma distribuição relativamente constante e seus maiores destaques em percentual se referem a amostras quase-estéreis em nanoplâncton calcário em que exemplares deste gênero foram encontrados.

C. mediterranea apresentou maiores valores de abundância relativa no final do MIS 6 e MIS 2-1, embora com valores menores é também encontrada ao longo do MIS 5.

As espécies de *Pontosphaera* spp. apresentaram maior destaque em abundância no MIS 6 e MIS 2, como *S. apstenii* e *B. bigelowii*, porém as *Pontosphaera* spp. são mais frequentes em outros períodos, embora com menor percentual.

Figura 33: Abundância relativa (%) dos constituintes secundários do nanoplâncton calcário no KF-16, KF-18 e KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os glaciais (MIS 6, 4 e 2).

Abundância Absoluta dos Componentes do Nanoplâncton Calcário

Como a técnica da decantação aleatória utilizada no testemunho KF-20, associada às contagens ao microscópio com controle da área observada, que permite estudos quantitativos mais detalhados foi possível obter a abundância absoluta das espécies do nanoplâncton calcário deste testemunho.

É hipótese do presente estudo que a similaridade entre o KF-20 e os demais testemunhos apreciados neste estudo (KF-16 e KF-18) - demonstrado tanto pelos registros das associações de nanoplâncton calcário como também pelo registro isotópico e de teor de carbonato – corrobora a analogia dos resultados obtidos pelo estudo quantitativo mais detalhado. Portanto, as interpretações dele advindas se estenderão à área de estudo integralmente.

A abundância absoluta foi calculada para cocólitos e cocosferas ($AA_{\text{cocólitos}}$ e $AA_{\text{cocosferas}}$), como pode ser observado na figura 34, que ilustra este parâmetro para algumas espécies do nanoplâncton calcário. Esta figura mostra que ambas, obviamente, seguem a mesma tendência, uma vez que a abundância absoluta de cocólitos foi apenas organizada em termos de indivíduos (cocosferas).

Espécies Principais

A título de exposição mais detalhada destes resultados, os dados de abundância absoluta das espécies principais serão apresentados na forma de $AA_{\text{cocosferas}}$ devido ao menor valor absoluto.

A abundância absoluta (ou concentração) de *E. huxleyi* foi baixa ao longo da maior parte do intervalo de estudo e somente começa a aumentar no final do MIS 4 (Figura 34). Até 60.000 anos atrás (final do MIS 4) a abundância de indivíduos de *E. huxleyi* poucas vezes esteve acima de 5 milhões por grama de sedimento seco. Ao contrário, desde então (60 ka), em poucas ocasiões a abundância esteve abaixo dos 10 milhões de indivíduos por grama de

sedimento. Durante o MIS 3 observa-se a maior redução na abundância de *E. huxleyi*.

Figura 34: Abundância absoluta em termos de cocólitos (linhas azuis) e cocosferas (linhas vermelhas) dos alguns constituintes principais do nanoplâncton calcário no testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.

Na figura 35 é apresentado o contraste entre a abundância absoluta e abundância relativa das espécies ao longo do tempo.

O incremento percentual de *E. huxleyi* é anterior ao aumento efetivo no número de organismos desta espécie (Figura 35a). Desde o MIS 5c a abundância relativa de *E. huxleyi* não é inferior a 10% e, a partir do MIS 5b,

passa atingir valores maiores que 30% da associação total, enquanto a abundância absoluta só registra aumento a partir do final do MIS 4.

A abundância absoluta da espécie *G. oceanica* durante grande parte dos últimos 187 mil anos foi inferior a 10 milhões/g, superando este valor a partir da transição entre MIS 6/MIS 5 (Figura 35b). Foi durante o MIS 5e-d (~130-109.000 anos) que *G. oceanica* atingiu sua abundância máxima, superando os 20 milhões/g. O maior contraste entre abundância absoluta e abundância relativa ocorreu durante o MIS 6 (~187-150.000 anos), quando o percentual de *G. oceanica* esteve alto, mas o número de organismos por gramas de sedimento não.

Figura 35: Abundância absoluta (linhas) e relativa (área) dos principais constituintes do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.

Dentre os três principais constituintes do nanoplâncton calcário na área de estudo, verifica-se que a abundância absoluta da espécie *F. profunda* é bastante reduzida em relação a *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp., sendo seus valores máximos pouco acima de 4 milhões/g (Figura 35c). A maior abundância de organismos de *F. profunda* ocorreu no MIS 5e, na transição entre MIS4/MIS3 e a partir de meados do MIS 3 em direção ao Holoceno (desde ~40.000 anos). A correspondência com os valores percentuais não foi observada em diversos momentos. A abundância relativa foi superestimada na base do MIS 6 (~187-170.000 anos), MIS 5c-b (~100-80.000 anos), no MIS 4 e mais pontualmente em torno de 50.000 anos (MIS 3). Por outro lado, o percentual diminuiu enquanto a abundância absoluta aumentou no MIS 5e e na transição entre MIS4/MIS3.

O grupo das gefirocapsas pequenas (<3,5 µm) teve um comportamento similar ao da *G. oceanica* da base até o MIS 5b e a partir de então o comportamento foi similar ao de *E. huxleyi* (Figura 35d). A abundância absoluta de *Gephyrocapsa* <3,5µm foi superior a 20 milhões/g durante o MIS 6 (~160.000 anos) e MIS 5e. Ao longo do MIS 6, quando a abundância absoluta era inferior a 10 milhões/g, seu percentual na associação total era alto, superando os 30%.

No caso de *U. sibogae* a abundância relativa e absoluta seguiram relativamente o mesmo padrão de comportamento, exceto pelo MIS 5e (Figura 35e). *U. sibogae* atingiu abundância máxima de organismos no MIS 6 (entre 170-160.000 anos), correspondente a pouco mais de 900 mil organismos por grama de sedimento seco. Aumento na abundância absoluta de organismos de *U. sibogae* também foi registrado no final do MIS 6 (~140.000 anos), MIS 5e e MIS 5c com mais de 600 mil/g.

De maneira geral, a abundância absoluta das espécies sofreu redução principalmente durante dois intervalos, aqueles afetados por eventos de dissolução e/ou eventos de menor diversidade (Figuras 27 e 28), a saber: base do MIS 6, MIS 5b e MIS 4 (Figura 35).

As espécies *C. pelagicus*, *Helicosphaera* spp., *C. leptoporus*, *R. clavigera* e *S. pulchra* são considerados constituintes principais, porém com

representação percentual bem inferior às espécies apresentadas anteriormente (Tabela 4). Como pode ser verificada na figura 36 a abundância relativa destas espécies segue quase paralelamente suas concentrações no sedimento (abundância absoluta). Apenas durante o MIS 6 e MIS 3 (~50.000 anos) isto não é observado para *C. pelagicus* e *C. leptoporus* (Figura 36a e 36c), quando as abundâncias relativa e absoluta destoam.

A concentração de *C. pelagicus* foi inferior a 200 mil/g, exceto durante o MIS 3 quando atingiu valores máximos próximos a 600 mil/g.

Helicosphaera spp. (Figura 36b) apresentou as maiores concentrações de organismos no MIS 5e e entre MIS 3 (após 40.000 anos) e MIS 2. A menor abundância absoluta foi registrada na base do MIS 6 e entre o final do MIS 5a e MIS 4.

Figura 36: Abundância absoluta (linhas) e relativa (área) dos principais constituintes do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.

C. leptoporus (Figura 36c), embora com abundância absoluta superior, seguiu um padrão de distribuição temporal semelhante ao de *Helicosphaera* spp. A concentração desta espécie nos sedimentos da Bacia de Santos corresponde a mais de 1 milhão de organismos/g durante o MIS 5e. Valores altos também foram registrados durante o MIS 3. A menor concentração foi encontrada na base do MIS 6 (~187-150.000 anos) e entre o MIS 5d e MIS 4.

A concentração de organismos de *R. clavigera* nos sedimentos foi reduzida na base do MIS 6, MIS 4, subestágios MIS 5d e MIS 5b e em dois momentos do MIS 3 (Figura 36d). Sua concentração foi maior nos sedimentos do MIS 5e (> 1,2 milhões/g), seguido do MIS 3 e MIS 2 (>400 mil/g) .

Syracosphaera pulchra teve maior abundância nos sedimentos durante o pico do MIS 5e, quando superou 1,6 milhões/g (Figura 36c). A partir de meados do MIS 3 (~40.000 anos) suas concentrações voltam a aumentar atingindo valores acima de 1,2 milhões/g (~20.000 anos). Por outro lado, durante grande parte do MIS 6 e entre MIS 5b e MIS 3 as concentrações são mínimas.

As concentrações dos placólitos muito pequenos e do total de espécies do gênero *Gephyrocapsa* constam na figura 38d e 38e.

Espécies Secundárias

As abundâncias das espécies secundárias constam na figura 37 e 38. A concentração no sedimento está demonstrada em termos da $AA_{\text{cocólitos}}$ e não de $AA_{\text{cocosferas}}$ (organismos). Isto porque a conversão de cocólitos em cocosferas não foi possível para a maioria das espécies secundárias (Tabela 2).

Assim como observado para as espécies principais reportadas na figura 36, houve um paralelismo entre a distribuição temporal das abundâncias absoluta e relativa das espécies secundárias (Figura 37 e 38). A maior diferença ocorreu com *Ceratolithus* spp, cuja maior concentração de cocólitos nos sedimentos durante o MIS 5e não corresponde ao maior percentual, que foi registrado na base do MIS 6 (Figura 37a).

Figura 37: Abundância absoluta (linhas) e relativa (área) dos constituintes secundários do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.

Figura 38: Abundância absoluta (linhas) e relativa (área) dos constituintes secundários (exceto 11d e 11e) do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2, 5d e 5b.

Algumas espécies apresentaram maior concentração entre o final do MIS 6 e MIS 5e (*Ceratolithus* spp., *C. brasiliensis*, *C. mediterranea*, *Pontosphaera* spp. e *U. tenuis*) e entre MIS 3 e Holoceno (*Ceratolithus* spp., *Pontosphaera* spp. e *U. tenuis*). Nos demais períodos tiveram concentração muito baixa (Figura 37).

A maior concentração de *S. apstenii* ocorreu nos glaciais MIS 6 e MIS 2 e no Holoceno (Figura 38a). *O. fragilis* foi mais abundante nos sedimentos da transição do MIS 6/MIS 5 e MIS 3, também teve algum incremento no MIS 6,

MIS 5a e MIS 2 (Figura 38c). As concentrações de dinoflagelados calcários tiveram seu máximo entre o final do MIS 6 e MIS 5e e , após, entre o final do MIS 2 e MIS 1 (Figura 38b).

Taxa de Acumulação de Cocólitos

A taxa de acumulação de cocólitos (TAC) das principais espécies do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20 é apresentada e comparada à abundância relativa e absoluta nas figuras 39 e 40. As curvas de TAC e abundância absoluta são quase paralelas, diferindo apenas no MIS 5e-d e MIS 2-1 para algumas espécies (Figura 39). Durante o MIS 5e-d (~130-109.000 anos) a redução da TAC de *G. oceanica*, *F. profunda*, *Gephyrocapsa* <3,5µm e *U. sibogae* foi concomitante à maior concentração de cocólitos. Entre o MIS 2 e MIS 1 as espécies *E. huxleyi*, *F. profunda* e *U. sibogae* tiveram sua TAC reduzida, mas a concentração permaneceu elevada (Figura 39).

Figura 39: Taxa de acumulação (linha preta) e relativa (área) dos constituintes principais do nanoplâncton calcário do KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.

Figura 40: Taxa de acumulação (linha preta) e relativa (área) dos constituintes principais do nanoplâncton calcário do KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.

Nanoplâncton Total

Independente de suas variações específicas, a contribuição do nanoplâncton calcário, enquanto um grupo merece atenção. Nesse sentido, a Figura 41 apresenta o comportamento do grupo (nanoplâncton total) nos últimos 187.000 anos. Observa-se uma alta similaridade entre a $AA_{\text{coccosferas}}$, $AA_{\text{cocólitos}}$ e a abundância simples ao longo de todo o intervalo de estudo. A TAC acompanha muito bem os demais parâmetros entre MIS 5c e MIS 3 (~100-35.000 anos) e na base do MIS 6. Durante o MIS 5e e MIS 2-1 a TAC é afetada pela baixa taxa de sedimentação.

Figura 41: Parâmetros de abundância do nanoplâncton calcário total do KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.

A maior abundância de nanoplâncton calcário nos sedimentos da Bacia de Santos ocorreu durante o MIS 5e, MIS 3 (três picos) e MIS 2 (Figura 41). Por outro lado, o fluxo de cocólitos (paleofluxo) foi mais intenso no MIS 6 (~160-140.000 anos), MIS 5a, transição MIS 4/MIS 3 e MIS 3-2 (~45-20.000 anos).

Índices Paleoceanográficos

Os índices paleoceanográficos de profundidade da nutriclina, a razão nutriclina (RN, *Equação 8*), e de paleoprodutividade primária, a equação da paleoprodutividade (PP, *Equação 9*), referentes ao KF-20 são apresentados na Figura 42. Estes índices são calculados com base no percentual de espécies de cocolitoforídeos relacionadas à produtividade. O cálculo normalmente é efetuado com a abundância relativa simples, proveniente da contagem de cocólitos (Figura 42b, d), mas no presente estudo também foi calculado em termos de indivíduos, a partir do percentual de AA_{cocosferas} (Figura 42a, c).

Conforme o esperado, ambas as curvas são paralelas, diferem apenas no valor absoluto. A interpretação com base na RN não é afetada, pois este índice apenas indica uma posição relativamente mais rasa ou mais profunda da nutriclina. No caso da PP, este artifício é mais relevante, uma vez que este índice quantifica a produtividade primária em termos de gramas de carbono ($\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{ano}^{-1}$).

De acordo com a RN a nutriclina esteve mais próxima da superfície durante o MIS 6 e MIS 5e-d, MIS 5a e em três momentos durante o MIS3 (Figura 42c, d). A PP acompanha a curva da RN, indicando um aumento de paleoprodutividade primária nos mesmos pontos em que a nutriclina esteve mais próxima da superfície (Figura 42a, b). O padrão de variação dos índices paleoceanográficos foi similar àquele de abundância do nanoplâncton total (Figura 42e, f, g).

Como dados complementares, também constam na Figura 42 um índice geoquímico de paleoprodutividade, o $\Delta\delta^{13}\text{C}$ (Figura 42h) e o percentual de carbono orgânico total (COT) (Figura 42i). No que tange o $\Delta\delta^{13}\text{C}$, quanto maior a diferença isotópica entre o $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{planc}}$ maior é a produtividade. Portanto só se considerarão os valores abaixo e acima da faixa horizontal laranja. Períodos com valores mais altos de $\Delta\delta^{13}\text{C}$ podem indicar, quando acompanhado de valores altos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{planc}}$, maior produtividade primária (Pierre *et al.*, 2001). Neste sentido, observa-se que estes períodos no KF-20 coincidem com aqueles de maior abundância e produtividade do nanoplâncton calcário

(Figura 42a-f). Os dados de COT indicam um maior aporte de carbono orgânico durante o MIS 5a e MIS 3.

Figura 42: Índices paleoceanográficos do KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.

Os índices paleoceanográficos (RN e PP), assim como o $\Delta\delta^{13}\text{C}$ também foram calculados, a título de comparação, para os testemunhos KF-16 (apenas PP e RN) e KF-18. A Figura 43 apresenta esses resultados e a abundância simples, além dos respectivos ao testemunho KF-20. As faixas verticais em verde claro indicam períodos de maior produtividade primária em todos os parâmetros em pelo menos dois dos testemunhos. O KF-16 apresentou as maiores diferenças em todos os parâmetros. A abundância simples do KF-16 e KF-18 foi distinta daquela do KF-20.

Figura 43: Índices paleoceanográficos do KF-16, KF-18 e KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais verde destacam eventos de maior produtividade primária.

Estimativas de Massa de Carbonato (CaCO_3) por Espécie

Os dados de abundância absoluta de cocólitos foram transformados em massa (pg de CaCO_3) e sua contribuição percentual está confrontada com a própria abundância absoluta e também a relativa nas figuras 44, 45 e 46.

Figura 44: Percentual de contribuição de massa (azul), abundância absoluta (vermelho) e relativa (área) de espécies do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b .

Figura 45: Percentual de contribuição de massa (azul), abundância absoluta (vermelho) e relativa (área) de espécies do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b .

Na figura 44 é possível notar que a abundância absoluta de uma espécie nem sempre é acompanhada da respectiva contribuição de massa e mais, que as contribuições percentuais por massa e por cocólitos apresentam diferenças significativas para muitas espécies.

No caso de *G. oceanica*, a maior contribuição percentual ocorreu entre a base do MIS 6 e MIS 5d, ao passo que a maior contribuição de massa de carbonato ocorreu entre o MIS 5d e o MIS 4 (Figura 44b). O mesmo se observa

para *U. sibogae* (Figura 44e), cuja maior contribuição em massa no MIS 4 não corresponde à maior contribuição percentual por abundância. Situação mais drástica é constatada nas curvas de *F. profunda* (Figura 44c), cujo percentual por massa de CaCO_3 é muito baixo ao longo de todo período estudado, mas o percentual por abundância figura entre os mais altos (Tabela 4).

Outras espécies registraram maior contribuição percentual de massa em detrimento do percentual por abundância (Figura 45a,b,c,d). Dentre elas destacam-se *C. pelagicus* e *Helicosphaera* spp., cujas respectivas diferenças foram tão grandes que as curvas foram plotadas em eixos independentes (azuis) para permitir visualização.

As espécies secundárias tem seu percentual de massa apresentado na figura 46. As espécies *C. cristatus*, *U. tenuis*, *S. apstenii* e *O. fragilis* foram as mais sensíveis à variação percentual entre abundância e massa carbonato.

Em seguida, na figura 47, as taxas de acumulação de massa são apresentadas e estas acompanham as taxas de acumulação de cocólitos.

Figura 46: Percentual de contribuição de massa (azul), abundância absoluta (vermelho) e relativa (área) de espécies secundárias do nanoplâncton calcário do testemunho KF-20. Faixa numerada superior indica os estágios isotópicos marinhos (MIS); faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b .

Figura 47: Taxa de acumulação de massa(azul) e de cocólitos (vermelho) e abundância relativa (área) dos constituintes principais do nanoplâncton calcário do KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.

Contribuição Relativa entre Abundância e Massa de CaCO_3

Quando se observa a distribuição do percentual das espécies ao longo dos últimos 187.000 anos (Figura 48), percebe-se a diferença entre a composição da associação de nanoplâncton calcário em termos de números de cocólitos (Figura 48a) e a composição em termos de conteúdo de carbonato (Figura 48b). Serão discutidas apenas as dez espécies mais importantes sejam em número de cocólitos ou em massa de CaCO_3 , são elas: *C. leptoporus*, *C. pelagicus*, *E. huxleyi*, *F. profunda*, *G. oceanica*, *Gephyrocapsa* <3,5 μm , *H.carteri*, placólitos <2 μm , *R. clavigera* e *U. siboagae*.

As espécies *F. profunda*, *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* <3,5 μm dominam as contagens de cocólitos, porém, em termos de massa estas espécies tem menor contribuição quando comparadas à contribuição da massa de *G. oceanica*, *H.carteri* e *C. leptoporus* ou mesmo de *C. pelagicus*. Observar a ordenação das espécies nas legendas da Figura 48, que estão em ordem decrescente de percentual.

Florisphaera profunda tem uma redução marcante: de espécie dominante nas estimativas percentuais por abundância (Figura 48a) para a nona espécie em contribuição de massa (Figura 48b). Com *H. carteri* observa-se o oposto, pois ocupa a nona posição em abundância (Figura 48a) e sobe para segunda em contribuição de massa (Figura 48b).

Outra maneira de reproduzir a mesma perspectiva de ambas as abordagens é observar o significado percentual médio das espécies (Figura 49).

Em termos de percentual simples (a partir da contagem de cocólitos) quatro espécies dominam 92% da associação, enquanto pela perspectiva da contribuição de massa a distribuição é mais igualitária: oito espécies são responsáveis por 94% da massa de CaCO_3 da associação.

Figura 48: Contribuição relativa de cocólitos e de massa ao longo do KF-20.

A contribuição percentual da espécie dominante nos dois casos foi praticamente inalterada (32% e 33%), porém o percentual de 22% de *E. huxleyi* (Figura 49a) agora é dividido entre *H. carteri* (11%) e *E. huxleyi* (11%) (Figura 49b). De forma semelhante, o percentual do terceiro contribuinte em cocólitos (*Gephyrocapsa* <3,5µm) de 21% (Figura 49a) quase corresponde à somatória do percentual de massa de *C. leptoporus* (9,7%) e *Gephyrocapsa* <3,5µm (9%) (Figura 49b).

Na Tabela 5 constam os valores percentuais por abundância (cocólitos e cocosferas) e por massa de CaCO₃, que auxiliam esta análise.

Figura 49: Contribuição relativa média de cocólitos e de massa de carbonato de cálcio no KF-20.

Tabela 5: Percentual médio de cocólitos, de cocosferas e de massa ao longo do KF-20.

Espécie / grupo	média %	tipo de percentual	incremento/redução	Espécie / grupo	média %	tipo de percentual	incremento/redução
<i>C. brasiliensis</i>	0,2 0,1 x	simples cocosfera massa		<i>O. fragilis</i>	0,1 0,07 0,9	simples cocosfera massa	
<i>C. cristatus*</i>	0,5 x 3,8	simples cocosfera massa	(7x)	Placólitos < 2µm	1,6 x 0,4	simples cocosfera massa	
<i>C. mediterranea</i>	0,1 x 0,1	simples cocosf massa		<i>Pontosphaera spp.</i>	0,1 x 0,7	simples cocosfera massa	(7x)
<i>C. pelagicus*</i>	0,2 0,4 6,9	simples cocosfera massa	(31x)	<i>R. clavigera*</i>	0,8 0,5 5,7	simples cocosfera massa	(7x)
<i>C. leptoporus*</i>	1,2 1,4 8,9	simples cocosfera massa	(7x)	<i>S. apstenii</i>	0,04 x 1,6	simples cocosfera massa	
<i>E. huxleyi**</i>	21,3 21,9 9,8	simples cocosfera massa	(2x)	<i>S. pulchra</i>	0,6 0,7 0,9	simples cocosfera massa	
<i>F. profunda**</i>	31,5 10,5 5,0	simples cocosfera massa	(6x)	<i>Thoracosphaera spp.</i>	0,1 x 0,01	simples cocosfera massa	
<i>Gephyrocapsa < 3,5µm**</i>	20,1 34,0 8,3	simples cocosfera massa	(4x)	<i>U. sibogae*</i>	3,2 1,1 6,5	simples cocosfera massa	(6x)
<i>G. oceanica*</i>	16,7 28,3 30,2	simples cocosfera massa	(2x)	<i>U. tenuis</i>	0,08 0,1 0,003	simples cocosfera massa	(33x)
<i>H. carterii*</i>	0,8 0,9 10,2	simples cocosfera massa	(12.5x)				

* aumentam em massa

** aumentam em abundância

Análises Estatísticas

Análise Fatorial

A análise fatorial indicou a presença de dois fatores principais que influenciam a variação da associação de nanoplâncton calcário (Tabela 6).

O Fator 1 (F1) foi definido por *G. oceanica* e, secundariamente, por *U. sibogae* (Tabela 7), e explica 85,2% da variância total. De acordo com as preferências ecológicas destas espécies, este fator foi interpretado como indicador de condições de maior produtividade primária. Consequentemente, este fator será referido como Fator Produtividade (FP).

O Fator 2 (F2), definido majoritariamente por *F. profunda*, responsável por explicar 9% da variância total foi interpretado como indicador de nutriclina profunda. A relação negativa com *U. sibogae* (Tabela 7) também corrobora esta interpretação. Portanto esse fator será referido como Fator Estratificação (FE), que impede ou dificulta a fertilização das águas superficiais.

Os demais fatores foram menos significativos, uma vez que o Fator Produtividade e o Fator Estratificação explicam juntos 94% da variância da associação da nanoflora calcária.

O FP exibiu uma tendência de redução ao longo do período de estudo, com seus maiores valores durante o MIS 6 (as duas quedas marcantes foram ignoradas pois se referem a duas amostras afetadas fortemente por dissolução pós-deposicional) (Figura 50a). Maior produtividade também é indicada no MIS 5d-c e MIS 3, enquanto a maior estratificação (FE) é preponderante entre o MIS 5c e o MIS 4 (Figura 50b).

Tabela 6: Fatores, autovalores, e suas variâncias para o KF-20.

Fator	Autovalor	Variância (%)
1	109,9	85,2
2	11,5	8,9
3	4,9	3,8
4	2,1	1,7
5	0,3	0,2
6	0,2	0,1
7	0,1	0,0

Tabela 7: Matriz de escores com a contribuição de cada espécie no KF-20.

Espécies	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4
<i>C. leptoporus</i>	0,62	0,05	0,85	-1,14
<i>F. profunda</i>	0,66	2,53	0,19	0,79
<i>G. oceanica</i>	1,98	0,16	0,71	-0,59
<i>H. carteri</i>	-0,15	0,82	0,98	1,08
<i>R. clavigera</i>	-0,39	-0,40	1,51	-0,51
<i>U. sibogae</i>	1,88	-1,16	-0,35	0,22
<i>E. hux/GefP</i>	0,19	-0,43	1,51	2,28
<i>C. pelagicus</i>	0,31	-0,12	-0,11	0,01
<i>S. pulchra</i>	-0,65	-0,41	1,44	-0,21

Figura 50: Distribuição dos principais fatores no KF-20. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.

Matriz de Correlação

A matriz de correlação de Pearson foi gerada com base no percentual das dez principais espécies do KF-20, os fatores FP e FE e vários indicadores paleoambientais: PP, RN, abundância simples do nanoplâncton total (AST), $AA_{\text{cocólitos}}$, a TAC (TAC_{cc}), TAC_{CaCO_3} , e parâmetros geoquímicos como $\%CaCO_3$, $\delta^{13}C_{\text{planc}}$, razões elementares, temperatura ($SST_{Mg/Ca}$, Santos *et al.*, 2017) e salinidade² (SSS) (Tabela 8).

² Salinidade calculada a partir da dados isotópicos e $SST_{Mg/Ca}$ (Santos *et al.*, 2017) aplicados à equação proposta por LeGrande & Schmidt (2006), gentilmente cedida por Santarosa *et al.* (em prep.)

Tabela 8: Matriz de correlação (coeficiente de correlação de Pearson, r) entre o nanoplâncton e parâmetros paleoambientais.

	%Clep	%Cpel	%Ehux	%Prof	%GeFP	%Gocn	%Hcart	%Rclav	%Spul	%Usib	PP	RN	AST	CaCO3	Ti/Al	Ti/Ca	Fe/Ca	Fe/K	SST	SSS	d13Cp	F1	F2	TACm	TACcc	AACc
%Clep	1	0,715	0,001	0,002	0,213	0,000	0,400	0,000	0,209	0,000	0,002	0,006	0,514	0,005	0,246	0,000	0,000	0,015	0,809	0,507	0,000	0,000	0,000	0,001	0,205	0,483
%Cpel	0,032	1	0,055	0,432	0,045	0,005	0,378	0,210	0,168	0,240	0,108	0,130	0,005	0,074	0,558	0,132	0,159	0,699	0,030	0,103	0,154	0,002	0,149	0,098	0,008	0,006
%Ehux	-0,282	-0,170	1	0,046	0,000	0,000	0,156	0,507	0,090	0,000	0,960	0,650	0,000	0,001	0,000	0,002	0,005	0,000	0,175	0,610	0,000	0,000	0,168	0,000	0,000	0,000
%Prof	-0,264	-0,070	-0,176	1	0,000	0,046	0,019	0,000	0,000	0,145	0,000	0,000	0,000	0,000	0,047	0,000	0,000	0,680	0,639	0,036	0,289	0,729	0,000	0,000	0,001	0,000
%GeFP	0,110	0,177	-0,462	-0,465	1	0,004	0,458	0,060	0,551	0,009	0,000	0,000	0,249	0,589	0,000	0,809	0,548	0,000	0,028	0,117	0,016	0,055	0,000	0,010	0,008	0,226
%Gocn	0,399	0,249	-0,650	-0,176	0,252	1	0,906	0,933	0,375	0,001	0,003	0,001	0,000	0,108	0,000	0,305	0,331	0,000	0,293	0,917	0,000	0,000	0,007	0,452	0,000	0,000
%Hcart	0,075	-0,078	-0,126	0,207	-0,066	-0,011	1	0,609	0,758	0,241	0,068	0,000	0,611	0,987	0,699	0,992	0,985	0,719	0,947	0,812	0,632	0,016	0,001	0,779	0,205	0,619
%Rclav	0,305	-0,111	0,059	-0,499	0,166	0,007	0,045	1	0,000	0,327	0,000	0,000	0,000	0,000	0,793	0,000	0,000	0,870	0,001	0,613	0,212	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000
%Spul	0,111	-0,122	0,150	-0,433	0,053	-0,079	0,027	0,553	1	0,239	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,579	0,000	0,964	0,751	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
%Usib	0,311	0,104	-0,396	-0,139	0,228	0,265	-0,104	0,056	-0,104	1	0,292	0,321	0,011	0,180	0,005	0,195	0,284	0,009	0,093	0,778	0,014	0,000	0,376	0,274	0,012	0,000
PP	0,266	0,142	0,004	-0,910	0,535	0,262	-0,161	0,453	0,361	0,093	1	0,000	0,000	0,002	0,656	0,000	0,000	0,409	0,580	0,009	0,063	0,737	0,000	0,020	0,000	0,000
RN	0,242	0,134	0,040	-0,887	0,515	0,279	-0,315	0,388	0,322	0,088	0,964	1	0,000	0,001	0,420	0,000	0,000	0,542	0,511	0,022	0,099	0,523	0,000	0,007	0,000	0,000
AST	0,558	-0,243	0,461	-0,492	0,102	-0,338	-0,045	0,535	0,506	-0,223	0,394	0,409	1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,219	0,000	0,525	0,278	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaCO3	0,248	-0,158	0,292	-0,366	-0,048	-0,142	0,001	0,502	0,626	-0,119	0,271	0,278	0,744	1	0,001	0,000	0,000	0,264	0,000	0,004	0,948	0,000	0,004	0,046	0,000	0,000
Ti/Al	-0,103	-0,052	0,666	-0,175	-0,361	-0,389	-0,034	0,023	0,234	-0,245	0,040	0,072	0,319	0,289	1	0,001	0,002	0,000	0,576	0,003	0,000	0,000	0,445	0,219	0,029	0,000
Ti/Ca	-0,343	0,133	-0,275	0,435	-0,021	0,091	-0,001	-0,538	-0,623	0,115	-0,347	-0,354	-0,771	-0,952	-0,285	1	0,000	0,882	0,000	0,068	0,373	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe/Ca	-0,355	0,125	-0,244	0,432	-0,053	0,086	-0,002	-0,526	-0,622	0,095	-0,350	-0,355	-0,758	-0,937	-0,267	0,993	1	0,358	0,000	0,101	0,293	0,001	0,000	0,000	0,004	0,000
Fe/K	-0,215	-0,034	0,552	-0,037	-0,376	-0,317	-0,032	0,015	0,049	-0,229	-0,073	-0,054	0,109	0,099	0,559	-0,013	0,082	1	0,786	0,443	0,001	0,000	0,730	0,211	0,834	0,197
SST	-0,021	-0,192	0,120	-0,042	-0,193	-0,093	0,006	0,280	0,404	-0,149	-0,049	-0,058	0,369	0,521	0,050	-0,428	-0,424	0,024	1	0,000	0,443	0,005	0,638	0,947	0,399	0,000
SSS	-0,059	-0,144	-0,045	0,185	-0,139	0,009	-0,041	0,045	-0,004	-0,025	-0,229	-0,202	0,056	0,250	-0,261	-0,161	-0,145	-0,068	0,527	1	0,574	0,895	0,450	0,003	0,005	0,535
d13Cp	-0,316	-0,126	0,424	-0,216	-0,111	-0,378	-0,023	-0,111	-0,028	-0,215	-0,164	-0,146	0,096	-0,006	0,344	0,079	0,093	0,282	-0,068	-0,050	1	0,001	0,376	0,853	0,020	0,273
F1	0,405	0,270	-0,651	0,031	0,171	0,694	-0,213	-0,236	-0,388	0,722	0,030	0,057	-0,558	-0,334	-0,408	0,317	0,259	-0,333	-0,246	0,012	-0,285	1	0,002	0,023	0,000	0,000
F2	-0,321	-0,128	-0,052	0,775	-0,489	-0,237	0,291	-0,494	-0,396	-0,501	-0,599	-0,600	-0,349	-0,331	-0,068	0,391	0,394	0,031	-0,042	0,067	0,079	-0,269	1	0,000	0,002	0,000
TACm	0,381	-0,147	0,122	-0,437	0,225	-0,067	0,025	0,593	0,345	0,079	0,389	0,368	0,487	0,521	0,109	-0,338	-0,359	-0,111	0,006	-0,016	0,079	-0,201	-0,409	1	0,000	0,000
TACcc	-0,112	-0,234	0,346	-0,277	0,231	-0,390	-0,112	0,358	0,174	-0,097	0,205	0,236	0,573	0,176	0,192	-0,244	-0,254	0,019	-0,075	-0,244	0,205	-0,452	-0,265	0,743	1	0,000
AACc	0,062	-0,241	0,466	-0,494	0,107	-0,331	-0,044	0,530	0,505	-0,220	0,386	0,402	0,999	0,742	0,323	-0,772	-0,758	0,114	0,364	0,055	0,097	-0,559	-0,364	0,491	0,580	1

Discussão

O nanoplâncton calcário é um dos maiores componentes nos sedimentos do oceano Atlântico Sul, mas surpreendentemente ainda é uma região que carece de estudos (Baumann *et al.*, 1999, Kinkel *et al.*, 2000, Boeckel *et al.*, 2006, Quadros, 2007, Toledo *et al.*, 2007, Leonhardt *et al.*, 2013, Toledo *et al.*, 2016, Quadros & Toledo, subm.). No entanto, assim como em outras partes dos oceanos, as associações de nanoplâncton nos sedimentos preservam informações sobre o paleoambiente e as variações oceanográficas da região.

Eventos de Dissolução e a Circulação Profunda no oeste do Atlântico Sul

O acúmulo das partes inorgânicas de representantes do nanoplâncton calcário é controlado por três processos: 1) a **produção** na superfície do oceano, enquanto organismo vivo integrante do fitoplâncton marinho, 2) a **dissolução** durante e após a sedimentação (considerando ambas após a morte do organismo) e 3) a **diluição** por partículas não carbonáticas. Portanto a alta concentração de cocólitos nos sedimentos marinhos pode ser um reflexo da alta produtividade do nanoplâncton nas águas superficiais, ou dapouca dissolução na água e no fundo ou, ainda, da pouca diluição por sedimentos de outra composição (ou uma combinação dos três fatores).

Ao contrário, a baixa concentração de cocólitos nos sedimentos marinhos pode ser o resultado da baixa produtividade do nanoplâncton calcário em águas superficiais, da dissolução do carbonato na água e/ou no fundo ou da diluição em meio a sedimentos não carbonáticos (ou uma combinação dos três fatores).

De fato, os resultados deste estudo apontam eventos de drástica redução da preservação do material carbonático em períodos glaciais ou subestágios, especialmente no MIS 6 (180-160.000 anos), MIS 4 e MIS 5b (Figura 51). Evidências de dissolução (Figura 27 e 51a,e,h,k), redução da diversidade (Figura 51d,g,j), da abundância absoluta (AA) (Figura 51b) e

simples (AS) (Figura 51c) e da taxa de acumulação (TAC) (Figuras 39 e 40) do nanoplâncton calcário acompanham os eventos acima citados.

Gonzales *et al.* (2017), com base em estudos de uma espécie aragonítica de foraminífero bentônico, também detectaram menor preservação do carbonato de cálcio nestes mesmos eventos no testemunho KF-18 (GL-854). Flores *et al.* (2012) registraram máxima dissolução do nanoplâncton calcário nas transições entre interglaciais e glaciais, incluindo o MIS 4 na Bacia do Cabo. López-Otálvaro *et al.* (2009) observaram severa dissolução nos sedimentos carbonático da Bacia da Guiana durante os subestágios MIS 5d e 5b. Costa *et al.* (2016) também registraram menores valores no índice de dissolução durante o MIS 5d. Estes estudos mostram que nesses eventos houve alteração das condições de alcalinidade no oceano Atlântico Sul capaz de alterar o registro sedimentar.

Além disso, tanto a maior abundância do nanoplâncton calcário (AA) como o maior teor de carbonato de cálcio (%CaCO₃) na área de estudo são simultâneos e ocorrem majoritariamente durante intervalos interglaciais, enquanto os valores mínimos são registrados durante intervalos glaciais (Figura 51). Este é um típico padrão-Atlântico de estratificação carbonática (Hodell *et al.*, 2001, Toledo *et al.*, 2016). Estes picos de carbonato de cálcio coincidentes com intervalos interglaciais refletem a redistribuição de alcalinidade e carbono inorgânico dissolvido no oceano que, em última instância, são produto dos efeitos da reorganização de massas d'água advindas da transição de um intervalo glacial para o recém-estabelecido interglacial (Broecker & Peng, 1982, Curry & Oppo, 2005, Böhm *et al.*, 2015).

De acordo com a curva isotópica de carbono em foraminíferos bentônicos nos testemunhos KF-16, KF-18 e KF-20 os valores mínimos atingidos durante os eventos de dissolução corroboram a presença de águas profundas mais corrosivas (Figura 51).

Mesmo considerando que o sinal isotópico de carbono pode ser afetado de diversas formas (Hoogakker *et al.*, 2016, Oppo *et al.*, 2015) a mascarar a indicação de circulação profunda, acredita-se que este não seja o caso na porção oeste do oceano Atlântico Sul (Santos *et al.*, 2017). As reduções no

$\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ devem estar relacionadas à presença de uma massa d'água de componente sul, provavelmente a UCDW (Upper Circumpolar Deep Water), uma vez que tanto o estudo de neodímio no testemunho KF-20 de Howe *et al.* (2016) e as estimativas de %NADW realizadas por Tomazella (2016) e Santos *et al.* (2017) (KF-20) e Toledo (2016) (KF-16 e KF-18) indicam uma redução da componente norte (NADW) nas águas de fundo na região de estudo (Figura 51).

Figura 51: Distribuição dos principais parâmetros relacionados à preservação do nanoplâncton calcário. Faixa numerada superior indica os MIS; faixas verticais cinza destacam os MIS 6, 4, 2 e 5d e 5b.

Howe *et al.* (2016) estimaram uma redução de 94% para 78% na taxa de mistura das águas profundas entre o Holoceno e o MIS 2, enquanto Tomazella (2016), Toledo (2016) e Santos *et al.* (2017) observaram uma taxa de mistura próxima de, ou com menos de, 50% de NADW entre 1938 m e 2225 m na Bacia de Santos no MIS 6, MIS 4 e MIS 5b. Santos *et al.* (2017) e Tomazella (2016) reportam ainda uma redução a 44% de NADW contra um predomínio de 56% de águas de sul durante o MIS 2. Esta redução não foi constatada nos testemunhos KF-16 e KF-18, cujos %NADW no MIS 2 foram acima de 50%. Como no MIS 2 não foi observada piora nas condições de preservação, acredita-se que a influência de águas de sul durante este período deve ter sido inferior àquelas ocorridas durante o MIS 4, MIS 5b e MIS 6 que apresentaram efeitos de dissolução.

Embora pontuais estes três eventos de dissolução no oeste do Atlântico Sul não devem ser negligenciados, pois exercem um importante papel no registro do carbonato e afetam as associações de nanoplâncton calcário, mascarando seu sinal paleoecológico (Flores *et al.*, 2003). Isto pode ser constatado com os valores mínimos de diversidade de espécies atingidos durante os eventos de dissolução na Bacia de Santos (Figura 28 e 51).

Por outro lado, em um estudo com nanoplâncton na Bacia de Campos nos últimos 130.000 anos, Leonhardt *et al.* (2013) não observaram redução da diversidade nos mesmo intervalos, mas sim durante o MIS 5, entre 104 – 75.000 anos, período que engloba o MIS 5d e 5b, mesmo intervalo em que López-Otálvaro *et al.* (2009) e Costa *et al.* (2016) reportam indícios de dissolução na Bacia da Guiana e Bacia de Campos, respectivamente.

Embora em bacias sedimentares distintas, estes estudos têm em comum a menor profundidade dos testemunhos estudados. Os testemunhos KF-13 utilizado por Leonhardt *et al.* (2013), KF-12 utilizado por Costa *et al.* (2016) e MD03-2616 utilizado por López-Otálvaro *et al.* (2009) são mais rasos (1774 m, 1503 m e 1233 m, respectivamente) do que os utilizados no presente estudo, o que pode ser uma explicação para a diferença encontrada. Sendo mais rasos estes testemunhos estariam, assim como o KF-16 (1938 m), em uma zona de

menor influência das águas de sul, enquanto os mais profundos (2220 m e 2225 m) sentiriam mais os efeitos dessas águas mais corrosivas (Figura 51).

Isto seria plausível uma vez que diversos estudos já demonstraram que durante períodos glaciais, quando a AMOC está enfraquecida ou no “modo-frio” (Böhm *et al.*, 2015), a NADW continuou sendo produzida, porém, em geral atingindo profundidades inferiores a 2.000 m (GNAIW) (Oppo *et al.*, 1995, Curry, 1996, Venz *et al.*, 1999, Curry & Oppo, 2005, Makou *et al.*, 2010, Howe *et al.*, 2016), o que denota uma alteração na estrutura vertical moderna de circulação profunda. Deste modo, é possível que os testemunhos acima de 2.000 m (KF-16, KF-13 e MD03-2616) ocupem uma zona de maior influência da NADW/GNAIW do que das águas de componente sul durante intervalos glaciais e, por isso, não tenham sofrido tanto com os efeitos de dissolução e alteração de diversidade como os testemunhos mais profundos (KF-18 e KF-20).

A área deste estudo se encontra na margem continental e o nanoplâncton calcário domina e tem maior diversidade em amplas áreas oligotróficas, como os giros oceânicos (Hulburt, 1963, McIntyre & Bé, 1967, Brand, 1994, Winter *et al.*, 1994, Baumann *et al.*, 2004, Boeckel *et al.*, 2006). Portanto, acredita-se que, além da produção na superfície do oceano não ser elevada (devido à localização), durante intervalos glaciais a dissolução pós-deposicional (causada por mudanças na geometria das massas d'água) e a diluição por material continental (facilitado pelo rebaixamento do nível do mar) sejam fatores determinantes na acumulação de sedimentos carbonáticos. Durante os interglaciais, por outro lado, há relativamente maior produção e diversidade em águas superficiais, enquanto o aporte continental é menor assim como a dissolução em águas profundas.

À exceção dos três eventos de dissolução detectados no oeste do Atlântico Sul, os demais intervalos estudados apresentam condições de preservação que variam de moderada à boa, permitindo a comparação de abundância das espécies em abordagens paleoecológicas. Nos eventos de dissolução especulações paleoecológicas podem ser prejudicadas, contudo como visto acima, estes eventos são de grande valor paleoceanográfico.

Antes de concluir este primeiro tópico da discussão, gostaria de fazer uma última observação. De acordo com o estudo de Tomazella (2016) - que corroborou assertivas anteriormente já mencionadas por Broecker & Clark (2001), Chiu & Broecker (2008) e outros - foi observado que a contribuição da fração de sedimentos carbonáticos que concentra o nanoplâncton calcário depositado no oceano profundo ($\varnothing < 20\mu\text{m}$), além de dominante ($> 50\%$ do CaCO_3 total) ao longo dos últimos 140.000 anos, foi ainda maior durante intervalos glaciais (Figura 25), considerando então este grupo mais abundante que os foraminíferos, que dominam a fração $> 63\mu\text{m}$. No entanto, é possível que isto seja um reflexo da maior sensibilidade à dissolução dos foraminíferos em comparação aos cocólitos (Honjo, 1976, Frenz *et al.*, 2005) devido à maior corrosividade das águas profundas nos glaciais (Berger, 1968, Gonzales *et al.*, 2017).

Neste caso, como dois bons exemplos podemos observar o MIS 2 e MIS 4. No primeiro caso, MIS 2, a associação de nanoplâncton calcário não detectou redução da preservação, diversidade ou qualquer evidência de dissolução, mas Tomazella (2016) verificou que o percentual da contribuição da fração correspondente aos foraminíferos reduziu quase à metade (de 40-24%), enquanto a fração $< 20\mu\text{m}$ ultrapassou os 60%. Portanto é possível que a menor influência de águas de sul na Bacia de Santos, durante este período, não tenha afetado o nanoplâncton, mas tenha sido suficiente para afetar os foraminíferos (Tomazella, 2016, Gonzales *et al.*, 2017).

No segundo caso, MIS 4, foi observado o menor conteúdo de CaCO_3 de todo período estudado. A contribuição carbonática da fração $< 20\mu\text{m}$ se manteve relativamente estável (64%), enquanto a fração $> 63\mu\text{m}$ foi tão alta quanto em interglaciais (34%) em detrimento da drástica redução da fração intermediária (de 14 – 2%) composta, basicamente, por juvenis e fragmentos de foraminíferos (Frenz *et al.*, 2005, Chiu & Broecker, 2008). A fração intermediária é a menor contribuinte para o carbonato de cálcio total. Portanto a corrosividade das águas profundas de sul durante o MIS 4 na Bacia de Santos afetou indiscriminadamente o sedimento carbonático, sendo capaz de eliminar as partículas carbonáticas dessa fração intermediária. O pouco carbonato de cálcio “preservado” nesse período ($< 10\%$ CaCO_3 total) na área de estudo, é

composto de nanoplâncton calcário (<20µm) e foraminíferos (> 63µm), ambos com evidentes feições de dissolução (Figura 51, Gonzales *et al.*, 2017).

A partir dos dados de teor de carbonato de cálcio em diferentes frações granulométricas, gerados por Tomazella (2016), foi possível calcular o índice de dissolução de Chiu & Broecker (2008) (Figura 52).

Este índice estima a razão entre o CaCO_3 susceptível à dissolução (os foraminíferos, fração intermediária e > 63µm) e o CaCO_3 total dos sedimentos. Quanto menor a razão, mais dissolvida a amostra. No testemunho KF-20, ao longo dos últimos 140.000 anos, este índice indicou maior dissolução entre MIS 5d e MIS 4 (~105 – 65.000 anos), com menores valores entre o final do MIS 5a e início do MIS 4. No entanto, a partir de 65.000 anos o índice apresenta valores mais elevados e menor dissolução, principalmente no final do MIS 4 e MIS 3.

Figura 52: Índice de dissolução (Chiu & Broecker, 2008) e % CaCO_3 no testemunho KF-20 nos últimos 140.000 anos (Tomazella, 2016).

Nanoplâncton Calcário nos últimos 200.000 anos

Nos últimos 200.000 anos a abundância do nanoplâncton calcário total no oeste do oceano Atlântico Sul (24°-26°S, 42°-44°W) foi maior durante o MIS 5e (8×10^8 cc.g⁻¹) e a partir do MIS 3 intermitentemente ($6-7 \times 10^8$ cc.g⁻¹) (Figura 51 e 53). Como anteriormente observado, as curvas de TAC e AA são quase paralelas, porém a baixa taxa de sedimentação durante os MIS 5e e MIS 2-1 afeta diretamente a TAC, reduzindo-a (Figura 53). A maior taxa de acumulação do nanoplâncton calcário ocorreu durante o MIS 5a e MIS 3 ($>2 \times 10^{10}$ cc.cm⁻².k.ano⁻¹), seguida do final do MIS 6 (~160–140.000 anos) ($\sim 1,5 \times 10^{10}$ cc.cm⁻².k.ano⁻¹). Estes parâmetros parecem refletir as condições mais oligotróficas da porção oeste do Atlântico Sul em comparação a outras regiões deste oceano, como veremos a seguir.

Em sedimentos de superfície as estimativas realizadas por Baumann *et al.* (2004) na porção oeste do Atlântico Sul próximo à área de estudo apresentaram valores de AA que variaram de $<10-20 \times 10^9$ cc.g⁻¹. Mais ao sul (~30°S) os valores atingem 40×10^9 cc.g⁻¹, voltando a valores mínimos ($<10 \times 10^9$ cc.g⁻¹) próximo à região da Confluência Brasil-Malvinas e desembocadura do Rio da Prata. Na região de influência da ressurgência da costa africana Baumann *et al.* (1999) observaram uma variação de $>10 \times 10^9$ cc.g⁻¹ na Cadeia de Walvis para $<5 \times 10^9$ cc.g⁻¹ nos sedimentos superficiais da margem continental na Bacia de Angola.

Na margem continental brasileira Leonhardt *et al.* (2013) estimaram uma AA máxima de acima de 20×10^8 cc.g⁻¹ durante o MIS 5e e Holoceno. Avaliando dois testemunhos no Atlântico Sul Baumann *et al.* (1999) registraram os maiores valores de AA em períodos relativamente frios (temperatura derivada de alquenonas), porém consideram que esta é uma resposta mais relacionada ao aporte de nutrientes do que à temperatura em si. No Atlântico Equatorial, sobre a cordilheira meso-oceânica, os valores máximos de AA foram de até 80×10^9 cc.g⁻¹ (Baumann *et al.*, 1999, Kinkel *et al.*, 2000) e no sudeste do Atlântico Sul (Bacia de Angola) os valores foram inferiores, chegando ao máximo de 22×10^9 cc.g⁻¹. Na Elevação do Ceará, Kinkel *et al.* (2000)

encontraram valores de AA intermediários de no máximo $40 \times 10^9 \text{ cc.g}^{-1}$ (Kinkel *et al.*, 2000) no MIS 5 e MIS 1.

Portanto fica evidente que a AA máxima do nanoplâncton calcário ocorreu em diferentes momentos ao longo do Atlântico Sul e do tempo, tendo sido maior no lado oeste durante intervalos interglaciais e no lado leste durante intervalos glaciais. A diferença foi de uma ordem de grandeza nas estimativas de AA do nanoplâncton total entre a porção oeste e leste, o que denota o gradiente leste-oeste existente na distribuição de nutrientes nas águas superficiais do Atlântico Sul (Figura 11 e 12).

A TAC máxima nos últimos 200.000 anos na Bacia do Cabo ocorreu no MIS 6 e na Terminação 1 (MIS 2/MIS 1) quando superou $1 \times 10^{11} \text{ cc.cm}^{-2} \cdot \text{k.ano}^{-1}$ (Flores *et al.*, 2003, 2012). Estes valores foram similares aos valores máximos de TAC na Bacia da Guiana durante o MIS 5c e MIS 5a (López-Otálvaro *et al.*, 2009). Os altos valores são coerentes com a maior produtividade em ambas as regiões. Este parâmetro também demonstrou variação temporal ao longo do Atlântico atingindo maiores valores primeiramente na Bacia do Cabo (~180-150.000 anos) (Flores *et al.*, 2003, 2012), seguidos da margem continental brasileira (~160-140.000 anos) e apenas em meados do MIS 5 no Atlântico tropical (López-Otálvaro *et al.*, 2009). Kinkel *et al.* (2000) reportaram a maior TAC nos últimos 140.000 anos na Elevação do Ceará durante o MIS 5 (principalmente MIS 5c e 5a), que foi bem inferior àquela reportada no Atlântico Equatorial, sobre a cordilheira meso-oceânica durante o MIS 3.

A abundância simples total (AST), a AA_{total} e a TAC total apresentaram correlação positiva entre si e com $\% \text{CaCO}_3$, índices de produtividade e temperatura da superfície do mar (SST) (Tabela 8). Isto indica uma conexão entre a produtividade do nanoplâncton e sua preservação no fundo principalmente em períodos interglaciais, com temperaturas mais elevadas. Quase que unanimemente estes parâmetros apresentaram correlação negativa com indicadores de aporte continental como Fe/Ca e Ti/Ca. Estas informações corroboram a efetividade dos processos de diluição e dissolução no controle do carbonato de cálcio acumulado em períodos glaciais na margem continental brasileira.

Figura 53: Principais parâmetros analisados no testemunho KF-20, relacionados às variações do nanoplâncton calcário (a-e), indicadores geoquímicos de produtividade (f-g), de dinâmica de massas d'água (h-i) e de aporte continental (k-m).

Dinâmica das Associações de Nanoplâncton Calcário

Como muito bem discorrido por Baumann *et al.* (1999), o percentual composicional é indicativo de condições ambientais, enquanto a AA indica como a associação de nanoplâncton responde às mudanças nas condições oceanográficas. As variações na TAC são usadas para monitorar a produção de cocólitos na camada superficial.

As espécies dominantes nas associações estudadas foram *E. huxleyi*, *F. profunda* e *Gephyrocapsa* spp. As espécies *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. são constituídas de placólitos, forma de cocólito característico de habitantes da zona fótica superior (ZFS), e por isso são associadas a ambientes mais produtivos. Além disso, *E. huxleyi* é uma espécie cosmopolita, eurihalina e euritermal, sendo sua variação e distribuição influenciada pela fertilização das águas da camada superficial (Brand, 1994, Baumann *et al.*, 1999, von Dasson *et al.*, 2015). A abundância relativa destas espécies tem sido utilizada como *proxy* de paleoprodutividade (Young, 1994, Okada & Wells, 1997, Bollmann *et al.*, 1998, Baumann *et al.*, 1999, Flores *et al.*, 1999, Flores *et al.*, 2000, Flores *et al.*, 2003, Baumann & Freitag, 2004, López-Otálvaro *et al.*, 2009, Amore *et al.*, 2012, Leonhardt *et al.*, 2013, Cabarcos *et al.*, 2014a, 2014b).

Neste estudo, maiores abundâncias de *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. são consideradas indicadores de alta produtividade primária. *Gephyrocapsa* spp atingem altos valores durante o MIS 6 até MIS 5b e *E. huxleyi* começa a aumentar em abundância a partir do MIS 5a.

O aumento consistente de *E. huxleyi* durante o MIS 5a marca o seu estabelecimento como espécie dominante na Bacia de Santos a partir de 82.000 anos (Toledo *et al.*, 2016). Esta observação traz à tona uma tendência evolucionária de longo prazo no desenvolvimento do nanoplâncton calcário que está sobreposta a variações ecológicas de menor escala temporal (Baumann *et al.*, 1999, Quadros & Toledo, *subm.*), principalmente se considerarmos o rápido desenvolvimento evolutivo do gênero *Gephyrocapsa* que também inclui *E. huxleyi* (Samtleben, 1980, Bendif *et al.*, 2015). Esta tendência evolutiva fica clara nos três testemunhos estudados com a gradativa redução do gênero *Gephyrocapsa*.

Neste caso, para extrair o significado ecológico dessas variações é recomendado avaliar simultaneamente as variações de abundância absoluta (AA) das espécies. A diferença observada entre abundância relativa e absoluta (Figuras 35 e 36) é um claro efeito da somatória fechada, a qual qualquer percentual está sujeito, que condiciona a redução de alguns componentes ao aumento de outros e vice-versa.

Os destaques em AA e TAC de *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. correspondem ao final do MIS 6 e transição MIS 6/MIS 5e (*Gephyrocapsa* spp.) e a partir do MIS 3 (*E. huxleyi*). Assim como o aumento de *E. huxleyi* a partir do MIS 5 é um fenômeno ubíquo (Thierstein *et al.*, 1977, Hine & Weaver, 1998, Flores *et al.*, 2003, Toledo *et al.*, 2016), o aumento de *Gephyrocapsa* spp. no MIS 5e já foi reportado em outros locais (Winter & Martin, 1990, Baumann *et al.*, 1999, Leonhardt *et al.*, 2013, Costa *et al.*, 2016).

De acordo com os dados do presente estudo a abundância de *G. oceanica* começa a aumentar no final do MIS 6 até o MIS 5e, enquanto as *Gephyrocapsa* <3,5 µm além de acompanharem nesse intervalo também aumentam no MIS 3. *G. oceanica* tem sido observada em águas férteis, relativamente aquecidas (Brand, 1994, Bollmann, 1997, Baumann *et al.*, 1999, Ziveri & Thunnel, 2000). Boeckel *et al.* (2006) observaram relação direta com nutrientes (e inversa com temperatura e salinidade) e sugerem que esta espécie esteja relacionada a ambientes turbulentos. Ziveri *et al.* (2004) em um estudo biogeográfico reportaram abundância elevada de *G. oceanica* na margem continental da América do Sul, o que foi corroborado mais tarde por Boeckel *et al.* (2006). Estes autores reportaram elevado percentual em sedimentos superficiais ao largo do sudeste do Brasil e Uruguai, menor apenas que o encontrado na área de influência da ressurgência africana no sudeste do Atlântico Sul.

As *Gephyrocapsa* <3,5 µm têm distribuição similar a *E. huxleyi*, sendo fracamente associadas a águas mais frias, menores salinidades e elevada concentração de nutrientes (Ziveri *et al.*, 2004, Boeckel *et al.*, 2006). Estes últimos autores também observaram maior abundância de *Gephyrocapsa* <3,5 µm ao longo de sistemas frontais e na plataforma sul-americana (40°-55°S),

uma área de alta produtividade e águas frias. Brand (1994) sugere que *G. oceanica* pode dominar as comunidades de cocolitoforídeos em períodos da maior produtividade primária em águas da ZFS mais aquecidas, enquanto *Gephyrocapsa* <3,5 μm e *E. huxleyi* podem ser dominantes em ambientes produtivos da ZFS, porém de menores temperaturas.

As *Gephyrocapsa* spp. apresentaram, primariamente, correlação positiva com os indicadores de paleoprodutividade superficial PP, RN e Fator Produtividade (FP), porém se correlacionaram negativamente com alguns indicadores de nutrientes como Ti/Al, Fe/K e $\delta^{13}\text{C}_{\text{planc}}$, ainda que a correlação tenha sido fraca. *E. huxleyi*, por outro lado, mostrou forte correlação positiva justamente com Ti/Al, Fe/K e $\delta^{13}\text{C}_{\text{planc}}$.

De acordo com os dados de razões elementares (Figura 26 e 53), o aporte continental (Fe/Ca, Ti/Ca) foi maior durante o MIS 6 (~200-170.000 e 160-150.000 anos), MIS 5d, MIS 5b e MIS 5a-MIS 4. O aporte via fluvial (Ti/Al, Al/Si) parece ter tido maior influência na área de estudo apenas no final do MIS 6 (~140-130.000 anos) e no MIS 2, quando o nível do mar estava baixo devido à máxima expansão do volume de gelo no planeta nesses intervalos (Shackleton, 1987, Lambeck & Chappell, 2001, Lambeck *et al.*, 2014). O aporte via eólica³ (menores valores de Fe/K) teria exercido alguma influência em eventos mais curtos no final do MIS 6, na base do MIS 5a, no MIS 3, MIS 2 e base do MIS 1 (Figura 26, setas verticais).

As espécies constituídas de cocólitos floriformes, como *F. profunda*, são conhecidas por habitar a zona fótica inferior (ZFI) e, portanto fortemente relacionadas a ambientes estáveis, estratificados e profundos onde a luminosidade é muito reduzida (Okada & Honjo, 1973; Baumann *et al.*, 2005; Boeckel *et al.* 2006). Alguns estudos relacionam o padrão de distribuição desta espécie com a transparência da água superficial (Ahagon *et al.*, 1993), não obstante sendo rara ou ausente em águas mais turbulentas, como ambientes costeiros e/ou áreas de ressurgência (Baumann *et al.*, 2005).

³ Discussão sobre o significado da razão Fe/K na área de estudo adiante.

Thomson *et al.* (2004) considerou *F. profunda* um marcador persistente da produção de carbonato de cálcio e das mudanças da estrutura da coluna d'água, sendo utilizado como indicador da posição da nutriclina (Molfino & McIntyre, 1990, Flores *et al.*, 2000) e da produtividade primária (Beaufort *et al.*, 1997, Beaufort *et al.*, 2001). Como a produtividade primária tem uma relação inversa com a abundância relativa de *F. profunda*, o maior percentual desta espécie na base do MIS 6 (~200-170.000 anos) e entre o MIS 5c – MIS 4 (~100-60.000 anos), denotam potenciais intervalos de menor produtividade primária.

Curiosamente, enquanto o seu maior percentual se relaciona com a redução da produtividade, a maior AA de *F. profunda* reflete justamente o oposto (Figura 35c). *F. profunda* foi a única espécie a apresentar este comportamento, aparentemente contraditório, entre AA e AR.

Quando a AR é alta, a AA é baixa e isso indica menor PP devido à camada de mistura profunda. Quando a AR diminui, a AA de *F. profunda* aumenta, assim como aumenta a AA das espécies da ZFS, e isso indica maior PP e uma camada de mistura mais próxima à superfície o que beneficia tanto as espécies que habitam a ZFI como os da ZFS. Esta peculiaridade, que lhe permite refletir tão bem a PP, reforça a sua importância como indicador paleoceanográfico. A relação inversa entre a AR de *F. profunda* e AA_{total} já tinha sido destacada por Baumann *et al.* (1999) e Kinkel *et al.* (2000) como um bom indicador de produtividade das águas superficiais, uma vez que estaria associada à variação da disponibilidade de nutrientes na ZFS.

De acordo com a análise de correlação realizada, *F. profunda* apresentou forte correlação negativa com os indicadores de produtividade superficial como PP e RN e com AA_{total}, ao passo que com o Fator Estratificação (FE) a correlação foi fortemente positiva. *F. profunda* apresentou também fraca correlação positiva com indicadores de aporte continental Ti/Ca e Fe/Ca, o que foi uma surpresa, pois normalmente a sua maior abundância não é associada nem ao aporte de nutrientes nem a ambientes proximais com menor transparência das águas (Boeckel *et al.*, 2006, Ahagon *et al.*, 1993), o que seria promovido pelo maior aporte continental.

As espécies *U. sibogae* e *C. leptoporus* se correlacionaram positivamente com o FP, principalmente a *U. sibogae*. Ambas as espécies são formadas por placolitos e habitam a ZFS, têm preferência por ambientes quentes e oligotróficos (Roth, 1994, Young, 1994, Ziveri *et al.*, 2004, Boeckel & Baumann, 2004), mas são também associadas a águas com elevados níveis de nutrientes (Roth & Berger, 1975, Roth & Coulbourn, 1982, Andruleit & Rogalla, 2002, Flores *et al.*, 2003).

No caso do presente estudo parece que estas duas espécies respondem mais ao padrão de variação da produtividade do que à temperatura (ou salinidade) como sugerido por López-Otálvaro *et al.* (2009). De maneira geral, a distribuição temporal de *U. sibogae* e *C. leptoporus* se assemelham à distribuição das gefirocapsas com destaques entre o final do MIS 6 e MIS 5e, no MIS 3 e redução entre MIS 5e e MIS 4. *U. sibogae* apresenta ainda abundância elevada no MIS 5c e MIS 1, provavelmente em resposta à maior SST (Santos *et al.*, 2017) (Figura 53h).

As espécies *R. clavigera* e *S. pulchra* tiveram distribuição temporal similar com os maiores valores durante o MIS 5e. A abundância aumentou no final do MIS 6 e, posteriormente, a partir do MIS 3. *S. pulchra* atinge altos valores durante o MIS 2. Ambas as espécies têm sua abundância reduzida entre o MIS 5d e o MIS 4, principalmente *S. pulchra* que é uma espécie rara em sedimentos superficiais do Atlântico Sul, mas amplamente distribuída (Boeckel *et al.*, 2006). Estas duas espécies compõem o grupo de espécies subtropicais (além de *D. tubifera* e *U. tenuis*) que têm uma fraca preferência por águas mais estáveis, quentes e oligotróficas (Winter *et al.*, 1994, Hagino *et al.*, 2000, Boeckel *et al.*, 2006,).

Rhabdosphaera clavigera é abundante em águas tropicais e nos giros centrais (Brand, 1994, Boeckel *et al.*, 2006), apresenta valores intermediários nos sedimentos da porção oeste do Atlântico Sul e é rara na costa africana (Boeckel *et al.*, 2006). Embora estes últimos autores tenham encontrado uma relação inversa dessa espécie com nutrientes, Triantaphyllou *et al.* (2004) reportaram maior abundância em intervalos de maior produtividade considerando um indicativo de ambientes intermediários.

Estas espécies apresentaram correlação positiva entre si e também com %CaCO₃, AA_{total}, AST, PP e SST (Tabela 8). Correlacionaram-se negativamente com os indicadores de aporte continental Ti/Ca e Fe/Ca. Portanto acredita-se que, tanto pela análise de correlação como pela distribuição temporal, *R. clavigera* e *S. pulchra* estejam mais associadas com a produtividade superficial durante intervalos de maior temperatura superficial.

Santos *et al.* (2017) encontraram SST mínima no oeste do Atlântico Sul entre 156-152.000 anos (MIS 6) e entre 47-45.000 anos (MIS 3) (Figura 53h) e nestes intervalos *R. clavigera* e *S. pulchra* atingem suas menores concentrações no sedimento. Em outros intervalos de redução de SST (MIS 5b e final do MIS 5a) a abundância dessas espécies também responde com redução, principalmente *R. clavigera*. Inclusive durante reduções sutis de temperatura como MIS 5d e final do MIS 3 (~40-30.000), a abundância de *R. clavigera* é afetada.

Por outro lado, os intervalos de maior SST são acompanhados de maiores concentrações de ambas as espécies, como no MIS 6 (a partir de 160.000anos), MIS 5e, MIS 5c, base do MIS 5a e MIS 3-MIS 1. Exceção observada no MIS 4, quando Santos *et al.* (2017) reportaram SST elevada e a correspondência na abundância das espécies não foi observada. Neste caso, é possível que estas e outras espécies tenham se beneficiado das condições em superfície, mas seus cocólitos não tenham resistido à corrosão das águas de fundo e, por isso, a baixa concentração no registro sedimentar no MIS 4.

As espécies *C. pelagicus* e *H. carteri* não se correlacionaram com nenhum parâmetro (correlação >0,4). *C. pelagicus* apresentou fraca correlação positiva, porém significativa ($p < 0,002$), com o FP e as gefirocapsas e negativa com AST, AA_{total} e SST ($p = 0,005$ a $0,03$) (Tabela 8). *C. pelagicus* é uma espécie de placólitos (ZFS) normalmente abundante nas altas latitudes norte, em águas frias e em áreas de alta produtividade (McIntyre & Bé, 1967, Winter *et al.*, 1994, Cachão & Moita, 2000, Narciso *et al.*, 2006).

A subespécie *C. pelagicus* subsp. *braarudii* foi a mais abundante e frequente nos três testemunhos estudados, enquanto *C. pelagicus* subsp. *pelagicus* foi rara. Isto faz sentido, uma vez que *C. pelagicus* subsp. *pelagicus*

é a forma subártica associada a temperaturas < 10°C (Geisen *et al.*, 2003) e *C. pelagicus* subsp. *braarudii* é considerada uma subespécie temperada, relacionada a frentes moderadas associadas a processos de ressurgência e águas menos frias (Young *et al.*, 2003, Cachão & Moita, 2000, Narciso *et al.*, 2006).

Na área de estudo esta espécie foi encontrada, principalmente, no MIS 3 associada aos picos intermitentes de produtividade, mas foi encontrada ao longo do MIS 6 que também teve alta produtividade. Porém, ao contrário de *R. clavigera* e *S. pulchra*, *C. pelagicus* esteve presente durante os intervalos de menor SST registrado (base do MIS 6, MIS 5b, final do MIS 5a), inclusive teve sua maior concentração nos sedimentos da Bacia de Santos durante o intervalo de SST mínima do MIS 3 (~47-45.000 anos). Portanto, ainda que com baixo percentual e abundância absoluta, *C. pelagicus* atua como um indicador de baixas temperaturas na região de estudo e corrobora os indicadores de paleoprodutividade.

Quanto à espécie *H. carteri*, esta apresentou fraca correlação positiva com o FE e *F. profunda*, além de fraca correlação negativa com o FP e a RN, sugerindo alguma relação com ambiente mais estratificado e menor produtividade superficial. No entanto, *H. carteri* tem sido registrada em condições de menor salinidade e maior turbidez (Colmenero-Hidalgo, 2004), além de ambientes neríticos (Okada, 1992), eutróficos (Ziveri *et al.*, 2004, Boeckel *et al.*, 2006) e oligotróficos (Haidar & Thierstein, 1997). Como *H. carteri* esteve presente ao longo de, praticamente, todo o intervalo estudado, apresentando maiores concentrações nos sedimentos do MIS 5e e MIS 3-MIS 2, mas teve apenas fraca correlação com parâmetros em oposição ecológica, pode ser que esta espécie esteja adaptada a condições ambientais intermediárias como sugerido por Young (1994).

Espécies neríticas e de águas aquecidas como *S. apstenii*, *Pontosphaera* spp e *B. bigelowii* (Wells & Okada, 1996, Gonçalves & Dehnhardt, 1999, Hagino *et al.*, 2005) foram raras em todas as amostras deste estudo. Esta última associada a águas costeiras com alta concentração de nutrientes (Kelly *et al.*, 2003; Maurrasse *et al.*, 2005; Hagino *et al.*, 2005;

Takano *et al.*, 2006)..Estas espécies foram registradas apenas no MIS 6 e MIS 2, o que deve ser um reflexo do rebaixamento do nível do mar nesses períodos. O rebaixamento expôs parte da plataforma continental, reduzindo o ambiente nerítico ou comprimindo-o mais próximo à área de estudo e, com isso, ocorreu um maior aporte dessas espécies. Como sugerido por Mahiques *et al.* (2007), a Corrente do Brasil (CB) teria se descolado em direção ao oceano e o aporte de nutrientes e material continental para a área de estudo teria sido maior.

Reconstrução da Paleoprodutividade Primária

Os índices de paleoprodutividade primária foram calculados com base em cocólitos (convencional) e cocosferas (Figura 54a,b,e,f). Tanto a PP como a RN apresentaram maiores valores na estimativa derivada do percentual de cocosferas. A maior produtividade primária calculada a partir da conversão em cocosferas - e não em função dos cocólitos, como convencionalmente é feito - ocorre devido à estrutura de cada espécie do nanoplâncton calcário, visto que cada espécie produz um número distinto, com ampla variação de cocólitos por cocosfera (Tabela 2).

No caso da RN e PP isto é influenciado, principalmente, pela redução percentual de cocólitos de *F. profunda* (31%) quando transformado em cocosfera (10%) (Tabela 5), uma vez que esta espécie apresenta o maior número de cocólito por cocosferas. Esta redução afeta consideravelmente o resultado das estimativas de paleoprodutividade que empregam o percentual de *F. profunda* nos cálculos. Além disso, a RN ainda leva em consideração o percentual de *Gephyrocapsa* spp. e *E. huxleyi*. Na conversão de cocólitos em cocosferas o percentual de *E. huxleyi* não variou, mas o percentual de *Gephyrocapsa* spp. aumentou, o que também contribuiu para os maiores valores encontrados para a RN, uma vez que é indicadora de condições mais eutróficas em superfície.

Figura 54: Parâmetros associados à reconstrução de paleoprodutividade primária no testemunho KF-20. Índice de paleoprodutividade (PP) e razão nutriclina (RN) associados aos fatores extraídos da análise fatorial, FP, fator produtividade e FE, fator estratificação.

Considera-se aqui que as estimativas de paleoprodutividade a partir da concepção do produtor primário enquanto organismo vivo, e não em função apenas de suas partes remanescentes nos sedimentos, sejam mais relevantes para os estudos de paleoprodutividade através da PP. Isto porque a PP quantifica a produtividade primária em gramas de carbono ($\text{gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{ano}^{-1}$). No testemunho KF-20 esta diferença foi acima de $100 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{ano}^{-1}$ em média, ao longo de todo o intervalo de tempo estudado (Figura 54).

Comparando os indicadores de paleoprodutividade com os fatores extraídos da análise estatística (Figura 54) é possível observar os intervalos de predomínio do FP (retângulo laranja) e do FE (retângulo azul). Pelo menos

durante estes dois intervalos em destaque a análise fatorial corroborou os índices PP e RN. O predomínio do FP foi acompanhado por altos valores de PP e RN, que indicam maior produtividade primária, enquanto o FE apresenta-se reduzido, indicando que a estratificação não deveria ser um fator limitante à produtividade. No destaque em azul, por outro lado, o FE atinge seus maiores valores, indicando que, durante os seus três maiores picos, a estratificação da camada superior pode ter limitado a produtividade primária. Estes episódios ocorreram ao final do MIS 5d, MIS 5b e no final do MIS 4, todos acompanhados de menores valores de PP e RN, indicando que a nutriclina estaria em maior profundidade.

A partir do MIS 3 há uma inversão do significado dos fatores e dos indicadores de produtividade. Se, por um lado, ambos os fatores FP e FE indicam redução da produtividade e aumento da estratificação, do outro, a PP e a RN indicam maior produtividade nas águas superficiais.

Isto pode ser explicado pela redução gradual do FP ao longo do intervalo estudado, o que poderia ser interpretado como uma redução gradual da paleoprodutividade de 200.000 anos ao Holoceno. No entanto, observa-se que esta tendência é uma assinatura da redução do grupo *Gephyrocapsa*, visto que esta é a espécie que define este fator junto com *U. sibogae*. Neste caso, esta redução reflete uma componente evolutiva que não pode ser esquecida. Ainda assim, no MIS 3 o FP apresentou valores relativamente mais altos que se relacionam ao aumento da produtividade também registrado pela PP e RN. Durante o MIS 2 há tanto uma redução nos valores de PP e RN como também um aumento da estratificação (FE), sugerindo menor produtividade primária neste intervalo.

As curvas de PP e RN apresentaram um padrão similar ao longo do tempo. Houve uma forte correlação positiva de PP e RN entre si e com as *Gephyrocapsa* <3,5 µm e *R. clavigera*, além de se correlacionar negativamente com o FE e *F. profunda*. Verificou-se que PP e RN apresentaram fraca correlação positiva com AST e AA_{total} (Tabela 8).

Os resultados do presente estudo indicam a menor produtividade primária (PP) e uma camada fótica profunda e estratificada (RN) entre o MIS 5d

e o MIS 4 (~105-60.000 anos) (Figura 54 e D3d,e). Enquanto em boa parte do MIS 6 ao MIS 5e e a partir da transição MIS 4/MIS 3 os resultados apontam maior produtividade primária (PP), promovida por uma camada de mistura mais próxima da ZFS (RN). Este padrão, no entanto, parece estar em oposição à tendência observada mais ao norte por Leonhardt *et al.* (2013) e Costa *et al.* (2016) na Bacia de Campos, que perceberam uma tendência de aumento da PP e RN entre o MIS 5d e MIS 4, bem como menor PP e RN no MIS 6 e MIS 5e.

Acredita-se que o diferente padrão de circulação oceânica e sedimentação entre estas regiões possam explicar as diferenças encontradas nas estimativas de paleoprodutividade, além da diferença de profundidade dos testemunhos de Leonhardt *et al.* (2013) (1774 m), Costa *et al.* (2016) (1503 m) e do presente estudo (2225 m), o que já foi comentado previamente.

Costa *et al.* (2016) encontraram uma forte correlação positiva entre PP e RN e o aporte continental e uma correlação negativa com %CaCO₃. Estes autores sugeriram, então, um forte efeito de diluição do carbonato pelo material terrígeno e possível maior turbidez da camada superficial durante períodos de maior aporte continental, especialmente em condições de nível do mar baixo. A maior turbidez superficial, em última instância, prejudicaria o desenvolvimento de *F. profunda* (ZFI) (Ahagon *et al.*, 1993), aumentando a abundância relativa de espécies da ZFS, indicadores de maior produtividade. Consideraram ainda que o maior aporte continental via escoamento fluvial pode ter sido uma fonte de nutrientes para as espécies da ZFS, uma vez que dois grandes rios desembocam no continente adjacente àquela área de estudo, o Rio Doce e o Rio Paraíba do Sul.

Seja pela localização geográfica (Embaçamento de São Paulo), ausência de grandes rios na área continental adjacente e complexo sistema de circulação superficial e subsuperficial na área do presente estudo ou qualquer outro fator, o fato é que, os parâmetros PP e RN na Bacia de Santos não parecem ser controlados pelos mesmos fatores que na Bacia de Campos. No presente estudo PP e RN tiveram fraca correlação negativa com indicadores de aporte continental (Fe/Ca e Ti/Ca) (Tabela 8).

Vale notar que a tendência das curvas dessas razões entre o MIS 5e e o MIS 4 nos dois estudos são muito similares, com maior aporte no MIS 5d, Mis 5b e MIS 4 (Figura 26 e 53j). Por outro lado, PP e RN apresentaram forte correlação positiva com a concentração total de nanoplâncton calcário nos sedimentos (AST e AA_{total}) (Tabela 8) (Figura 53b,c,d,e) em interglaciais.

Como relatado anteriormente, estes últimos parâmetros estão relacionados ao conteúdo de carbonato de cálcio, maiores SST e ao grupo de espécies subtropical *R. clavigera* e *S. pulchra*. Portanto o aporte continental não parece ter sido relevante para a produtividade do nanoplâncton, nem como fonte de nutrientes, nem como agente de turbidez na superfície do oceano, uma vez que ao longo do MIS 5d-MIS 4 o aporte continental é elevado e a produtividade primária é menor (Figura 53d,e,j). Neste caso, é mais plausível que o efeito da diluição de sedimentos carbonáticos pelo material terrígeno tenha sido preponderante nesta região, tanto pelo aporte local como pela advecção lateral via correntes profundas de contorno oeste (Mahiques *et al.*, 2017).

Esta segunda hipótese parece razoável, uma vez que o transporte de material continental de regiões mais ao norte pelo fundo não afetaria a camada superficial e, portanto, a produtividade primária do nanoplâncton calcário. Entretanto, na região estudada por Costa *et al.* (2016) e Leonhardt *et al.* (2013) o aporte continental superficial deve ser favorecido pelos grandes rios que desembocam na costa, promovendo aporte de nutrientes para a ZFS, que resulta em maior produtividade primária.

Ao observar os demais indicadores de aporte continental (Ti/Al, Al/Si e Fe/K), além de indicarem maior aporte fluvial nos máximos glaciais, se observados em uma maior escala temporal, eles tendem a um aumento gradual desde o MIS 5e até o final do MIS 2, quando Ti/Al e Al/Si tendem a cair em direção ao MIS 1 de maneira análoga à passagem do MIS 6/MIS 5e (Figura 53k,l,m). A redução experimentada nessas ocasiões coincide com o estabelecimento de períodos interglaciais, altas temperaturas regional e global e aumento do nível do mar, o que “afasta” as desembocaduras de rios da

quebra da plataforma e seu transporte para o talude, assim como a CB avança sobre a plataforma (Mahiques *et al.*, 2007).

A razão Fe/K não segue o mesmo padrão e é mais variável ao longo do tempo (Figura 53m). Os menores valores dessa razão podem ser interpretados com indicador de transporte eólico e condições continentais mais secas, enquanto os maiores valores indicariam maior transporte fluvial de material terrígeno e condições continentais mais úmidas (Costa *et al.*, 2016). Assim, as condições ambientais teriam sido mais secas durante boa parte do MIS 6 e MIS 5e, que desde então teriam se tornado cada vez mais úmidas, intercaladas com períodos curtos mais secos (base do MIS 5a, ao longo do MIS 3 e MIS 2).

No entanto, Govin *et al.* (2012) sugerem que baixos valores ($\sim 0,8$) dessa razão até $\sim 24^\circ\text{S}$ sejam uma assinatura do material em suspensão do Rio da Prata. No entanto, o valor médio da razão Fe/K no testemunho KF-20 foi de 1,37, similar àquele da província tropical da margem sul americana descrita por Govin *et al.* (2012) de 1,34. Sendo assim, é possível que grande parte desse material seja transportado por correntes profundas de contorno oeste, vindas de norte, como sugerido por Mahiques *et al.* (2017). Portanto, os indicadores de aporte continental não influenciaram a produtividade primária na camada superficial na área de estudo durante os últimos 200.000 anos.

A contribuição de COT (Figura 53g) apresenta menores valores durante os intervalos glaciais, enquanto nos interglaciais, principalmente a partir do MIS 5a, apresenta maiores valores. O COT não apresentou correlação com nenhum outro parâmetro e também não parece ser controlado pelos fatores que controlam o aporte continental. Os valores médios durante o MIS 6 são bem mais baixos do que aqueles a partir do MIS 5, podendo indicar alguma mudança relacionada à fonte dessa matéria orgânica. Entretanto, esse não é o objeto de estudo desta tese e estudos mais detalhados sobre esses parâmetros estão atualmente em curso.

O período de maior produtividade primária, entre o MIS 6 e transição para o MIS 5e, não foi refletido no COT exportado para o fundo. Entre o MIS 5e e MIS 5b, intervalo de redução e mínima produtividade primária, o COT apresentou maiores valores indicando, mais uma vez, que não parecem estar

relacionados. Neste caso, o COT deve refletir o efeito da diluição como os demais indicadores. Já o período de maior produtividade primária do MIS 3, pode ter contribuído para os maiores valores de COT, mas a correspondência não é consistente.

O $\Delta\delta^{13}\text{C}$ parece estar mais relacionado à produtividade primária (Figura D4f), mas mesmo assim apresenta muitos valores próximos a zero (menor produtividade) durante o MIS 6 e MIS 3. Além disso, o $\Delta\delta^{13}\text{C}$ indica maior produtividade nos intervalos afetados por dissolução (base do MIS 6 e MIS 4) e, portanto é possível que processos diagenéticos tenham alterado o sinal ou ainda que uma produtividade total demasiado alta tenha contribuído para um microambiente mais ácido devido à decomposição da matéria orgânica (de Almeida *et al.*, 2015).

Portanto, para explicar a paleoprodutividade primária nos intervalos identificados neste estudo, é preciso pensar em processos autóctones de fertilização das águas superficiais na região de estudo. Acredita-se que em condições pretéritas processos oceanográficos envolvidos com transporte vertical de águas mais produtivas - análogas à ACAS moderna - para subsuperfície e superfície, na região da margem continental sudeste, possam ter contribuído para a produtividade primária na ZFS.

Fenômenos transientes, de instabilidade vertical, que alteram o padrão estrutural da coluna d'água, como a ressurgência de Cabo Frio e de quebra de plataforma associada às feições de meandramento e vórtices da CB, são conhecidos nas condições oceanográficas modernas (Miranda & Castro Filho, 1979, Schmid *et al.*, 1994, Torres Júnior, 1995, Campos *et al.*, 1995, Campos *et al.*, 2000, Silveira *et al.*, 2000, Rodrigues & Lorenzetti, 2001, Mahiques *et al.*, 2005, Calado *et al.*, 2006, Silveira *et al.*, 2008, Calado *et al.*, 2010, Soutelino *et al.*, 2011). Especialmente na Bacia de Santos, Campos *et al.* (1995) sugerem que vórtices ciclônicos da CB induzem ressurgência de quebra de plataforma, aflorando a ACAS nessa região e de acordo com Silveira *et al.* (2000) e Gaeta & Brandini (2006) o transporte vertical da ACAS representa um importante mecanismo que provê nutrientes às águas sobre a plataforma, favorecendo a produtividade.

Paleoprodutividade Primária e a Dinâmica Oceanográfica nos últimos 200.000 anos

Observando a estimativa de SST para o KF-20, nota-se que AA_{total} , AS_{total} , RN e PP (Figura 53b,c,d,e,h) estão relacionadas a um período de maior estabilidade térmica e aquecimento gradativo, ou ainda, como Santos *et al.* (2017) se referiram, um período de prolongado aquecimento no oeste do Atlântico Sul que precedeu os dois últimos interglaciais (MIS 5 e MIS 1). Os dois períodos de maior produtividade primária, coincidentes com o aquecimento das águas superficiais, registrados pelo nanoplâncton calcário são acompanhados dos maiores valores de diversidade (Figura 51d), que por sua vez aumenta em oceano aberto. Cabe notar que os maiores valores PP e RN não estão associados aos máximos de temperatura do MIS 5e e MIS 1, mas sim associados ao período de armazenamento de calor.

Por outro lado, no intervalo entre o MIS 5d e o MIS 4 (~105-60.000 anos) período para o qual se obteve indicativos de menor produtividade primária, se observam grandes variações de SST. Não apenas a SST varia bastante como experimenta variações abruptas, principalmente entre MIS 5c-MIS 5b e MIS 5a-MIS 4. A produtividade primária começa a reduzir continuamente com o início da redução de SST ainda na passagem do MIS 5e para o MIS 5d. De acordo com os resultados, a camada fótica esteve mais profunda e estratificada durante os picos de SST do MIS 5d e MIS 5b, de maneira a manter a camada superficial desprovida de nutrientes para as espécies da ZFS.

Como pode ser verificado na figura D4h, as máximas condições glaciais na área de estudo ocorreram nos mínimos de SST do MIS 3 (~47-45.000 anos) e do MIS 6 (-156-152.000 anos) (Santos *et al.*, 2017) o que está de acordo com o padrão de temperatura em regiões subtropicais do hemisfério sul (Pahnke & Sachs, 2006). Estes máximos glaciais no oeste do Atlântico Sul são seguidos pelo prolongado aquecimento das águas superficiais (Santos *et al.*, 2017).

Relacionando a esta conjuntura de fatores às informações provenientes da curva de $\delta^{13}C_{bent}$ é possível explorar os mecanismos climáticos internos relacionados à peculiar distribuição de calor entre o Atlântico Sul e Atlântico Norte através da AMOC (Wefer *et al.*, 1996), uma vez que os dados de $\delta^{13}C_{bent}$

indicam uma forte conexão entre a maior oxigenação em profundidades médias (NADW/GNAIW) e a distribuição de calor superficial, especificamente via CNB e CB.

De acordo com o proposto por Böhm *et al.*, (2015) e os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ do KF-20, durante o MIS 5 e ao longo do MIS 3 (com exceção do MIS 5b), a AMOC estava intensificada, ou no “modo-quente” (Figura 53i), quando a atividade de convecção de águas profundas no Atlântico Norte é completa, permitindo que a NADW avance em grandes profundidades em direção ao Atlântico Sul. Nesta condição, o oeste do Atlântico Sul ainda liberava calor via correntes de superfície para o hemisfério norte e, portanto a CB tinha um transporte reduzido comparado com a CNB, análogo às condições modernas (Santos *et al.*, 2017).

Ao contrário, em intervalos glaciais a expansão do volume de gelo deve ter dificultado o transporte de águas quentes e salinas do Atlântico Sul para o Norte, o que contribuiu para o prolongado aquecimento das águas superficiais (Toledo, 2000, Weldeab *et al.*, 2006, Camillo *et al.*, 2015, Santos *et al.*, 2017), como é o caso do MIS 6, MIS 5d, MIS 5b, MIS 4 e MIS 2 (Figura 53i). Deste modo a AMOC estava enfraquecida, ou no “modo-frio”, enquanto o Atlântico Sul armazenava calor e sal, aumentando o transporte da CB (Santos *et al.*, 2017). Além disso, esse acúmulo de calor coincidente com a maior produtividade primária no oeste do Atlântico Sul, deve ter agido como fonte de umidade para a área continental adjacente e para a expansão da cobertura de gelo na Antártica (Stenni *et al.*, 2004).

A expansão do gelo em ambos os hemisférios nos máximos glaciais “globais” deve ter diminuído os gradientes N-S (Kim & Schneider, 2003) pelo avanço das Frentes Polar, Subtropical no oceano Austral (Flores *et al.*, 2003) e deslocamento para sul da zona de convergência intertropical (ZCIT) (Peterson & Stramma, 1991, Harris & Mix, 1999, Broccoli, 2000, Colling, 2001; Alves & Marengo, 2010).

Como entender o papel dos processos oceânicos nas mudanças climáticas é um dos objetivos dos estudos paleoceanográficos, tentarei relacionar padrões atmosféricos já evidenciados em outros estudos no Atlântico

Sul tropical e subtropical (principalmente Baumann *et al.*, 1999, Kinkel *et al.*, 2000, Colling, 2001, Flores *et al.*, 2003, 2012, Wang *et al.*, 2008, López-Otálvaro *et al.*, 2009, Leonhardt *et al.*, 2013, Cheng *et al.*, 2013, Costa *et al.*, 2016, Santos *et al.*, 2017).

Intervalos de maior paleoprodutividade primária relativa e taxa de acumulação do cocólitos (RN e PP, Figura 53a,b,c,d,e,f) coincidem com o aquecimento prolongado do oeste do Atlântico Sul (SST, Figura 53h) e o processo de intensificação da AMOC durante o MIS 6 – MIS 5e e MIS 3 – MIS 1 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$, Figura 53i). A produtividade primária e acumulação de material carbonático tem início durante estes períodos transicionais entre os máximos glaciais “locais” (156-152.000 anos e 47–45.000 anos) e os máximos interglaciais “globais” (MIS 5e e MIS 1). Associada à intensificação da AMOC há uma tendência ao menor transporte da CB, que passa a liberar calor para o hemisfério norte.

A ligação inter-hemisférica na região equatorial está relacionada à confluência tropical que controla o deslocamento da zona de convergência intertropical (ZCIT), regido fundamentalmente pela insolação e rotação da Terra. Tanto em escala sazonal (Alves & Marengo, 2010, Carvalho & Oyama, 2013, Schneider *et al.*, 2014) como em escala milenar (Kinkel *et al.*, 2000, Petersson *et al.*, 2000, Haug *et al.*, 2001, Colling, 2001, Wang *et al.*, 2004, López-Otálvaro *et al.*, 2009, Costa *et al.*, 2016), os deslocamentos da ZCIT parecem seguir os mesmos padrões, ou seja, seu deslocamento está relacionado, normalmente, às maiores SST, se deslocando de acordo com o verão de cada hemisfério (no verão austral se desloca para sul; no verão boreal se desloca para norte).

Durante os glaciais, a expansão do gelo no hemisfério norte induz o deslocamento da ZCIT para sul, que por sua vez desloca o anticiclone subtropical do Atlântico Sul (ASAS) para o leste da bacia do Atlântico Sul. Neste caso, há intensificação dos ventos alísios de NE que força a bifurcação da SEC em águas mais superficiais para sul (Baumann *et al.*, 1999, Rodrigues *et al.*, 2007). Somado a isso, os ventos de NE do próprio ASAS fortalecem a

CB para sul aumentando seu transporte e armazenando calor e sal (Baumann *et al.*, 1999, Rodrigues *et al.*, 2007, Leonhardt *et al.*, 2013).

Nestas condições, existem evidências de intensificação do gradiente leste-oeste no Atlântico Sul, uma vez que a maior intensidade dos ventos e avanço para norte das frentes oceânicas favorecem a ressurgência da costa africana, aproximando a nutriclina da superfície, fertilizando a ZFS nessa região, o que resulta em maior produtividade primária nesses períodos (Giraudeau & Bailey, 1995, Jansen *et al.*, 1996, Baumann *et al.*, 1999, Kim & Schneider, 2003, Flores *et al.*, 2003, 2012, Ufkes *et al.*, 2012). Por outro lado, o acúmulo de calor no oeste do Atlântico Sul contribui para o aprofundamento da termoclina/nutriclina tornando a ZFS ainda mais oligotrófica (Kinkel *et al.*, 2000, Weldeab *et al.*, 2006, López-Otálvaro *et al.*, 2009, Leonhardt *et al.*, 2013, Camillo *et al.*, 2015).

De acordo com as evidências de menor produtividade em parte do MIS 6, MIS 5d, MIS 5b, MIS 4 e MIS 2, acredita-se que condições similares a estas descritas acima devem ter prevalecido no Atlântico Sul. O MIS 6 pode ser dividido em duas fases de acordo com a PP, RN, SST e $\delta^{13}\text{C}_{\text{bent}}$ (Figura 53d,e,h,i).

A primeira fase compreende a base do MIS 6 até ~160.000 anos quando a produtividade tende ao aumento, a AMOC tende a intensificação e as SST sofrem redução até o mínimo em 156.000 anos. A segunda fase abrange deste ponto ao final do MIS 6, quando a produtividade, ainda elevada, sofre variações, a AMOC apresenta alguma redução e as SST seguem em prolongado aquecimento até o pico no MIS 5e. Santos *et al.* (2017) sugeriram que esta redução da AMOC no final da segunda fase marcaria o momento quando a taxa de transferência de calor entre os hemisférios é mais reduzida.

A partir do MIS 5e a produtividade primária sente uma redução gradativa, sendo bastante reduzida entre o MIS 5d e início do MIS 5a. Durante este intervalo, o nível do mar em rebaixamento associado à intensificação da AMOC, deve ter contribuído para a maior diluição devido ao maior aporte continental (Figura 53i,j) seja ele superficial ou via correntes profundas de contorno oeste. Ainda assim é possível resgatar o sinal superficial, devido ao

relativo enfraquecimento da AMOC no MIS 5d e MIS 5b, observa-se maiores SST, o que pressupõe condições desfavoráveis ao nanoplâncton calcário em superfície devido ao aprofundamento da termoclina. De outro modo, durante o MIS 5e, MIS 5c e MIS 5a a produtividade é relativamente mais elevada, o que é corroborado pelas evidências de fortalecimento da AMOC e perda de calor para o hemisfério norte. Assim, o gradiente leste-oeste é reduzido, aproximando a termoclina da ZFS.

Ao longo do MIS 3, o aumento de produtividade parece seguir o mesmo padrão observado na primeira fase do MIS 6, com a diferença que a AMOC estaria ainda mais intensificada e CB enfraquecida. Acredito que esta tendência de maior produtividade já tenha começado durante o MIS 4, ou mesmo no final do MIS 5a, ao observar a tendência de aumento da PP e RN, mas a avaliação é prejudicada neste intervalo devido à dissolução.

Em se considerando esta possibilidade e, principalmente, ponderando a coincidente dissolução no MIS 6 (base) e MIS 4 (e em menor proporção MIS 5b) haveria então uma analogia entre estes períodos. A hipótese é especulativa mas, o MIS 4 atuaria como o momento de menor taxa de transferência de calor entre os hemisférios como sugerido por Santos *et al.* (2017) no MIS 6. Após este enfraquecimento da AMOC haveria a redução das SST até o mínimo entre 47-45.000 anos. Seguindo o raciocínio, o MIS 5b pode ser também avaliado como um momento similar, porém de menor intensidade.

Desta forma, no oeste do Atlântico Sul o glacial s.l. MIS 6 teria como análogo o já informal glacial s.l. MIS 4-3-2, em grande parte dos aspectos avaliados. Assim, a base do MIS 6 “corresponderia” ao MIS 4, da mesma forma que o final do MIS 6 (“penúltimo máximo glacial”, glacial s.s.) corresponde ao MIS 2 (“último máximo glacial”, glacial s.s.). Assim, o MIS 4 e base do MIS 6 tiveram a maior influência das águas de componente sul (UCDW) em profundidades abaixo de 2200 m devido ao maior enfraquecimento da AMOC, relacionado à menor taxa de transferência de calor (CB intensificada) através do equador nos últimos 200.000 anos. Alguns dados ainda preliminares apontam que o máximo rebaixamento do nível relativo do mar também teria ocorrido da base do MIS 6 e MIS 4.

Estes podem ser períodos críticos para futuras investigações sobre a possibilidade de AMOC no “modo-desligado” (“*shutdown*” ou desligamento da NADW) ou mesmo por se tratar do *momentum* em que as condições mudam.

No que se refere às estimativas de paleoprodutividade a tese apresentada é que os maiores níveis de produtividade primária no oeste do Atlântico Sul estejam relacionados ao período transicional entre extremos climáticos de escala planetária, quando esta região inicia seu processo de armazenamento de calor. Nessas condições, o aquecimento das águas superficiais pode começar a induzir ou estar relacionado ao deslocamento da ZCIT para sul, e então iniciar a intensificação da CB e concomitante enfraquecimento da AMOC devido à redução do aporte de calor e sal para o hemisfério norte, até então retido no Atlântico Sul.

A produtividade primária segue crescente até um determinado ponto quando, provavelmente, o calor retido nessa região é suficiente para aprofundar a termo/nutriclina a uma profundidade em que os processos de mistura vertical vigentes não sejam mais suficientes para fertilizar a ZFS. Isto parece ocorrer próximo à transição MIS 3/MIS 2 e MIS 6/MIS 5. A partir daí, além do aprofundamento da nutriclina devido à intensificação do gradiente leste-oeste da bacia associado ao aumento da ressurgência na costa africana, acredita-se que a maior intensidade da CB, somada ao rebaixamento do nível do mar, possa diminuir a sua instabilidade e potencial de formação de vórtices, que fertilizam ZFS na região de estudo.

Contribuição do Nanoplâncton na Sedimentação Carbonática

A produção de carbonato em ambientes pelágicos sobre as margens continentais e oceano aberto, são de origem biogênica exclusivamente planctônica (Baumann *et al.*, 2004). De acordo com Balch *et al.* (2000) estudos sobre a produção de carbonato de cálcio por organismos planctônicos são complexos e difíceis de estimar. Estima-se que 40-80% do carbonato de cálcio biogênico produzido nas águas superficiais anualmente é dissolvido na coluna

d'água ou na interface sedimento-água, enquanto 20-60% é acumulado nos sedimentos (Westbroek *et al.*, 1993, Baumann *et al.*, 2004).

Considerado o mais importante contribuinte pelágico de carbonato de cálcio, o nanoplâncton tem sua maior concentração em sedimentos centrais do Atlântico Sul, sob o giro subtropical (Boeckel *et al.*, 2006). Baumann *et al.* (2004) estimaram que 60-70% do carbonato dessa região são compostos pelo nanoplâncton.

A menor concentração nos sedimentos encontra-se no Oceano Austral, nas bacias profundas abaixo da lisoclina e na margem continental da América do Sul, devido à diluição (Baumann *et al.*, 2004). Estes autores sugeriram que, para estudos mais precisos sobre a variação do balanço global do carbonato de cálcio, seria essencial comparar o fluxo de carbonato de cálcio do nanoplâncton calcário em regimes de alta e baixa produtividade, tanto em armadilhas de sedimento, amostras de sedimento superficial e no registro sedimentar.

Este é o primeiro registro de estimativa de massa do nanoplâncton calcário no oeste do Atlântico Sul em testemunho marinho, uma vez que apenas poucas amostras de superfície tinham sido estudadas por Baumann *et al.* (2004).

Observando tanto o percentual médio da contribuição de carbonato de cálcio das espécies ou a distribuição dessa contribuição ao longo do tempo nas figuras 48 e 49, e comparando com o percentual por abundância nos sedimentos a diferença é bastante significativa. Poucas espécies dominam a associação em número de cocólitos e a distribuição em termos de contribuição de carbonato de cálcio é mais equiparada entre um número maior de espécies. As espécies mais abundantes não são, necessariamente, os maiores contribuintes para a acumulação do carbonato de cálcio.

A espécie *G. oceanica* (17% em abundância) foi a espécie que mais contribuiu para o carbonato de cálcio acumulado na margem continental na Bacia de Santos, responsável por uma média de 33% do carbonato de cálcio produzido pelo nanoplâncton nos últimos 200.000 anos. Embora não

comentado por Baumann *et al.* (2004), observando seus dados é possível notar que em sedimentos superficiais próximos à área deste estudo *G. oceanica* foi também a espécie que mais contribuiu para o carbonato de cálcio. De qualquer forma, vale notar que ela é muito mais importante em outras regiões de maior produtividade. A contribuição das demais espécies é praticamente inexistente nos dados de Baumann *et al.* (2004) para esta região.

Helicosphaera carteri e *E. huxleyi*, ambas com 11% de contribuição, vêm em seguida. Embora *H. carteri* tenha um percentual extremamente baixo em abundância (~0,8%) ela tem uma significativa contribuição ao carbonato de cálcio total. Enquanto *E. huxleyi*, a segunda espécies mais abundante (22%), devido à sua estrutura calcária mais delicada e seu menor tamanho, reduz a sua contribuição relativa. *H. carteri*, por sua vez é maior em tamanho e possui uma estrutura bem mais robusta (Siesser & Winter, 1994, Young *et al.*, 2004). Neste caso, a estrutura robusta de uma espécie rara é compensada pela dominância de uma espécie delicada. No caso anterior, *G. oceanica* é tanto uma espécie dominante como robusta (Siesser & Winter, 1994, Young *et al.*, 2004), daí ela ser a maior contribuinte de carbonato de cálcio produzido pelo nanoplâncton na área de estudo.

Situação semelhante a *H. carteri/E. huxleyi* pode ser constada para *C. leptoporus* e *Gephyrocapsa* <3,5µm, pois *C. leptoporus* é uma espécie robusta de menor abundância e as *Gephyrocapsa* <3,5µm são menores e possuem estrutura menos calcificada (Siesser & Winter, 1994, Young *et al.*, 2004), no entanto, são abundantes na área estudada. Os outros destaques são a maior contribuição ao carbonato de cálcio (~7%) de espécies com menor concentração nos sedimentos, como *C. pelagicus*, *U. sibogae* e *R. clavigera* (Figura 49). Na figura R21b pode-se verificar a maior contribuição de *C. pelagicus* para o carbonato de cálcio em intervalos de menor temperatura, como o MIS 6 (~200-140.000 anos), MIS 5b-MIS 5a (~90-75.000 anos) e base do MIS 3 (~59-37.000 anos), enquanto a contribuição de *R. clavigera* é maior em períodos mais quentes, como o final do MIS 6, MIS 5e (~147-120.000 anos) e MIS 3 (a partir de 55.000 anos).

A maior discrepância entre abundância e contribuição de carbonato de cálcio foi verificada para a espécie dominante *F. profunda* (32%), que contribuiu em média com apenas 5% do carbonato de cálcio produzido pelo nanoplâncton calcário. Isto se deve a dois fatores principais, o diminuto tamanho dos cocólitos, que contribui com pouca massa de carbonato de cálcio e o fato de ser a espécie com o maior número de cocólitos por cocosfera, o que favorece o seu aumento percentual por abundância de cocólitos. Isto já havia sido observado na redução de 31% para 10% no percentual por cocólitos e cocosferas (Tabela 2), respectivamente, e discutido anteriormente.

Como pode ser observada, a mudança na composição da nanoflora calcária irá influenciar a maior ou menor contribuição de carbonato de cálcio para o sistema, a depender da estrutura dos cocólitos de cada espécie. De acordo com Baumann *et al.* (2004), as mudanças na composição das associações pode ter grande influência na produção global de carbonato de cálcio, podendo, inclusive, reduzir as taxas de calcificação. Estes autores propuseram isto baseados na diferença existente entre na composição da nanoflora em ambientes de alta produtividade (maior abundância de espécies menores) e ambientes de menor produtividade (maior abundância de espécies maiores).

Em escala geográfica, as áreas mais produtivas são bastante reduzidas se comparadas às regiões oligotróficas do oceano, que são áreas bem mais extensas e, portanto, onde se estima uma contribuição de cocólitos em torno de 5 a 10 vezes maior (Baumann *et al.*, 2004). Os autores acreditam que, com base em estudos experimentais que documentaram maior taxa de calcificação em condições de limitação de nutrientes, as grandes áreas oligotróficas estimulariam o desenvolvimento de espécies mais calcificadas. Existem indicações, ainda em debate, que a calcificação do nanoplâncton seria influenciada pelas mudanças no ciclo global do carbono e as suas taxas de calcificação poderiam diminuir com o aumento da concentração do CO₂ atmosférico (Marsh, 2003, Baumann *et al.*, 2004, Beaufort *et al.*, 2011, O'Dea *et al.*, 2014, Bolton *et al.*, 2016, Gibbs *et al.*, 2016).

A contribuição total do carbonato de cálcio produzido pelo nanoplâncton calcário (Figura 55f) é comparável às estimativas de abundância (Figura 55b,c), sendo afetada pela maior produtividade primária (Figura 55a) e pelos efeitos de diluição e dissolução no MIS 6 e MIS 4. Além disso, como era esperado, o carbonato de cálcio total do nanoplâncton acompanha paralelamente o conteúdo de carbonato de cálcio (%) em rocha total (Figura 55d) e na fração <20 µm (Figura 55e), indicando que o nanoplâncton calcário exerce um forte controle sobre a acumulação de carbonato de cálcio na margem continental. O mínimo de temperatura do MIS 3 foi percebido em todos os parâmetros, assim como os subestágios do MIS 5.

A taxa de acumulação de carbonato de cálcio produzido pelo nanoplâncton calcário indica que a maior acumulação ($\sim 5 \times 10^{10} \text{ pgCaCO}_3 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{k.ano}^{-1}$) está relacionada ao aquecimento da camada superficial e maior produtividade ($\sim 350 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{ano}^{-1}$) no MIS 6 e em meados do MIS 3 (Figura 55i). O maior fluxo de carbonato de cálcio derivado do nanoplâncton durante períodos quentes está de acordo com as preferências ecológicas do grupo, por águas quentes e oligotróficas, como a região oeste do Atlântico Sul nos intervalos acima citados.

Por outro lado, não considerando os intervalos afetados por dissolução, os menores fluxos de carbonato de cálcio via cocólitos ocorreram entre o MIS 5e-MIS b e no MIS 2/MIS 1 (Figura 55i). Estes intervalos têm em comum a baixa produtividade primária (Figura 55a), variações ambientais abruptas (Figura 55h), além do rebaixamento do nível do mar (MIS 5e-MIS 5b). Estas instabilidades podem ter desfavorecido o desenvolvimento do nanoplâncton que tende a preferir ambientes mais estáveis (Brand, 1994) e, conseqüentemente, o menor fluxo para o fundo. Além disso, o MIS 5e e o MIS 1 apresentam as menores taxas de sedimentação do intervalo estudado.

Estes intervalos de menor taxa de sedimentação, associados a períodos de nível do mar alto, quando o nanoplâncton registra a sua maior concentração nos sedimentos, indicam que a sedimentação era majoritariamente pelágica, sem efeitos de diluição (menor aporte continental) ou dissolução, uma vez que a assinatura de massa d'água profunda nesses períodos indica a maior

presença da NADW (AMOC intensificada). Estas são as condições ideais para a melhor preservação do material carbonático na margem continental sudeste brasileira em profundidades entre 1900 – 2220 m.

Figura 55: Parâmetros relativos à contribuição do nanoplâncton calcário total no testemunho KF-20.

Considerações Finais

De acordo com os resultados gerados neste estudo, a hipótese de que a maior produtividade primária está relacionada à maior acumulação de carbonato de cálcio na margem continental sudeste brasileira entre 1900 e 2200 metros não foi confirmada. Eventos de maior diluição e/ou dissolução nessas profundidades podem ter mascarado o sinal das condições das águas superficiais pelo nanoplâncton calcário depositado.

No entanto, a não confirmação da hipótese trouxe outras contribuições ao estudo paleoceanográfico da região. Uma ideia inicial que pretendia reconstruir apenas as condições de paleoprodutividade na camada superficial acabou por se tornar mais abrangente, no que se refere à dinâmica paleoceanográfica, ao permitir inferir sobre a conexão entre circulação superficial e profunda no oeste do Atlântico Sul ao longo dos últimos 200.000 anos.

Nesse sentido, as principais conclusões desse estudo estão listadas a seguir e resumidas na figura Z.

- Foram detectados três eventos de dissolução, associados à maior contribuição de águas de componente sul (AMOC enfraquecida), no MIS 6, MIS 4 e MIS 5b.
- As associações de nanoplâncton calcário variaram sua composição ao longo dos últimos 200.000 anos. Em particular, a espécie *F. profunda* confirmou ser um ótimo indicador de paleoprodutividade para a área de estudo; *C. pelagicus* se mostrou um bom indicador de baixas temperaturas, enquanto *R. clavigera* e *S. pulchra* estiveram relacionadas a águas mais aquecidas.
- A maior paleoprodutividade primária foi reportada durante MIS 6, MIS 5e e MIS 3, enquanto a menor paleoprodutividade ocorreu entre o MIS 5c e MIS 4.
- O padrão de variação da paleoprodutividade primária oscilou de acordo com a variação de outros indicadores. A tendência de aumento da

paleoprodutividade está relacionada ao período de aquecimento das águas superficiais no oeste do Atlântico Sul e intensificação da AMOC.

- As espécies que mais contribuem para a acumulação de carbonato de cálcio na margem continental sudeste são, respectivamente, *G. oceanica*, *H. carteri*, *E. huxleyi* e *C. leptoporus*.
- Os últimos 200.000 anos foram divididos em sete intervalos definidos pela variação de paleoprodutividade primária com base no registro de nanoplâncton calcário. Seis dos intervalos definidos parecem ser pares correspondentes (vide cores das faixas verticais, Figura 56), apresentando característica semelhantes.

MIS 6 (~190-170.000 anos) – intervalo caracterizado por dissolução, correspondente à máxima contribuição de águas profundas de origem sul na área de estudo e águas superficiais aquecidas. Este cenário indica a AMOC enfraquecida, maior intensidade da CB e ZCIT deslocada para sul.

MIS 6 (~170-140.000 anos) – intervalo caracterizado pela acumulação de carbonato de cálcio e variação na intensidade da AMOC/CB. Primeira fase caracterizada por maior produtividade primária, menor temperatura superficial, maior intensidade da AMOC e redução no transporte da CB. Pode estar relacionada ao deslocamento da ZCIT para norte. A segunda fase, ao contrário, sofre alguma redução de produtividade, com elevada temperatura superficial, intensificação da CB, redução da AMOC e ZCIT deslocada para sul.

MIS 6a - MIS 5 (~140-110.000 anos) – intervalo caracterizado pela maior acumulação de carbonato de cálcio, enquanto a produtividade, ainda elevada, sofre redução gradual. Acompanham este cenário a intensificação da AMOC e menor transporte da CB, além da baixa taxa de sedimentação.

MIS 5 (~110-70.000 anos) – intervalo de mínima produtividade primária caracterizado por maior diluição e variações abruptas na intensidade da AMOC/CB/ZCIT.

MIS 4 (~70-60.000 anos) – intervalo com condições similares ao do MIS 6 (190-170.000 anos) caracterizado por dissolução, correspondente à máxima contribuição de águas profundas de sul e águas superficiais aquecidas. Este cenário indica a AMOC enfraquecida, maior intensidade da CB e ZCIT deslocada para sul.

MIS 3 - MIS 2 (~60-20.000 anos) – intervalo com condições similares ao MIS 6 (170-140.000 anos) caracterizado pela maior acumulação de carbonato de cálcio, maior produtividade primária e variação na intensidade da AMOC/CB.

MIS 2 - MIS 1 (~20-5.000 anos) - intervalo com condições similares ao MIS 6a –MIS 5 (~140-110.000 anos) caracterizado pela acumulação de carbonato de cálcio, enquanto a produtividade, ainda elevada, sofre redução. Este intervalo é associado à intensificação da AMOC e menor transporte da CB, além da baixa taxa de sedimentação.

Referências Bibliográficas

- AHAGON, N., Tanaka, Y. e Ujiie, H. (1993) *Florisphaera profunda*, a possible nannoplankton indicator of late Quaternary changes in sea-water turbidity at the northwestern margin of the Pacific. *Marine Micropaleontology*, **22**, 255-273.
- ALVES, L.M., Marengo, J., (2010). Assessment of regional seasonal predictability using the PRECIS regional climate modeling system over South America. *Theor. Appl. Climatol.* **100**, 337–350. <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-009-0165-2>.
- AMORE, F.O., Flores, J. A., Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Palumbo, E., Sierro, F.J. (2012) A middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: paleoclimatology and paleoproductivity aspects, *Marine Micropaleontology*, **90-91**: 44-59.
- ANDERSSON, M. P., Hem, C. P. Schultz, L. N. Nielsen, J. W. Pedersen, C. S. Sand, K. K. Okhrimenko, D. V. Johnsson, A., Stipp, S. L. S. (2014) Infrared Spectroscopy and Density Functional Theory Investigation of Calcite, Chalk, and Coccoliths—Do We Observe the Mineral Surface? *J. Phys. Chem. A.*, **118** (45), 10720–10729. DOI:10.1021/jp5053858
- ANDRULEIT, H., Rogalla, U., Stäger, S. (2004) From living communities to fossil assemblages: origin and fate of coccolithophores in the northern Arabian Sea. *Micropaleontology*, **50** (1), 5-21.
- ANTUNES, R. L. (1997) **Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários**. Rio de Janeiro: UFRJ. 115p.
- ANTUNES, R.L. (2007) **Nanofósseis calcários do Quaternário da margem continental brasileira**. Rio de Janeiro, CENPES/PETROBRAS, 76 p. (Série Ciência Técnica Petróleo 21).
- BALCH, W.M., Drapeau, D.T., Fritz, J.J. (2000) Monsoonal forcing of calcification in the Arabian Sea. *Deep-Sea Research II*, **47**: 1301-1337.
- BARKER, S., Knorr, G. (2007) Antarctic Climate signature in the Greenland ice core record. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **104**: 17278-17282.
- BAUMANN, K.-H., & Freitag, T. (2004) Pleistocene fluctuations in the northern Benguela Current system as revealed by coccolith assemblages. *Marine Micropaleontology*, **52** (1–4), 195–215.

- BAUMANN, K.-H., Bockel, B., Čepék M. (2008) Spatial distribution of living coccolithophores along an eastwest transect in the subtropical South Atlantic *Journal of Nannoplankton Research* **30** (1), 9-21.
- BAUMANN, K.-H., Bockel, B., Frenz, M. (2004) Coccolith contribution in the South Atlantic carbonate sedimentation. *In*: Thierstein, H.R., Young, J.R. (Eds.), Coccolithophores — from molecular processes to the global impact. Springer, Berlin, p. 367–402.
- BAUMANN, K.-H., Böeckel, B., Donner, B., Gerhardt, S., Heinrich, R., Vink, A., Volbers, A., Willems, H. e Zonneveld, K.A.F. (2004) Contribution of Calcareous Plankton Groups to the Carbonate Budget of South Atlantic Surface Sediments. *In*: Wefer, G. Mulitza, S. e Ratmeyer, V. (Ed.). **The South Atlantic in the Late Quaternary**. Berlin: Springer-Verlag. p. 81-99.
- BAUMANN, K.-H., Čepék, M. e Kinkel, H. (1999) Coccolithophores as indicator of ocean water masses, surface-water temperature, e paleoproductivity from the South Atlantic. *In*: FISCHER, G., WEFER, G. (Ed.). **Use of proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic**. Berlin: Springer-Verlag. p. 117-144.
- BAUMANN, K.-H., Andrulleit, H., Böeckel, B., Geisen, M., Kinkel, H. (2005) The significance of extant coccolithophores as indicators of ocean water masses, surface water temperature, and paleoproductivity: a review. *Paläontologische Zeitschrift*, **79** (1), 93-112.
- BEAUFORT, L., de Garidel-Thoron, T., Mix, A.C., Pisias, N.G., (2001). ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene. *Science* **293** (5501), 2440–2444. <http://dx.doi.org/10.1126/science.293.5539.2440>.
- BEAUFORT, L., Heussner, S. (1999) Seasonal dynamics of calcareous nannoplankton on a West European continental margin: the Bay of Biscay. *Marine Micropaleontology*, **43**, 27-55.
- BEAUFORT, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F. e Labeyrie, L. (1997). Insolation cycles as a major control of equatorial Indian Ocean primary production. *Science*, **278**, 1451-1454.
- BEAUFORT, L., Prober, I., de Garidel-Thoran, T., Bendif, E.M., Ruiz-Pino, D., Metzl, N., Goyet, C., Buchet, N., Coupel, P., Grelaud, M., Rost, B., Rickaby, R.E.M., de Vargas, C. (2011) Sensitivity of coccolithophores to carbonate chemistry and ocean acidification. *Nature*, **476**: 80-83.

- BENDIF, E. M., Probert, I., Young, J. R., von Dassow, P. (2015) Morphological and phylogenetic characterization of new *Gephyrocapsa* isolates suggests introgressive hybridization in the *Emiliana/Gephyrocapsa* complex (Haptophyta). *Protist*, **166**: 323-336.
- 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.
- BOEBEL, O., Davis, R.E., Ollitaut, M., Peterson, R. G., Richardson, P.L., Schmid, C., Zenk, W. (1999) The intermediate depth circulation of the western South Atlantic. *Geophysical Research Letters*, **26** (21): 3329-3332.
- BOECKEL, B. e Baumann, K.-H. (2004) Distribution of coccoliths in surface-sediments of the south-eastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution. *Marine Micropaleontology*, **51**, 301-320.
- BOECKEL, B., Baumann, K-H., Henrich, R., Kinkel, H. (2006) Coccolith distribution patterns in South Atlantic and Southern Ocean surface sediments in relation to environmental gradients. *Deep-Sea Research I*, **53**, 1073-1099.
- 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
- BOLLMANN, J. (1997) Morphology and biogeography of *Gephyrocapsa* coccolith in Holocene sediments. *Marine Micropaleontology*, **29**, 319-350.
- BOLLMANN, J., Baumann, K.-H., Thierstein, H.R. (1998) Global dominance of *Gephyrocapsa* coccoliths in the late Pleistocene: selective dissolution, evolution, or global environmental change? *Paleoceanography*, **13** (5): 517– 529.
- BOLTON, C. T., Hernandez-Sanchez, M. T., Fuertes, M.-A., Gonzalez-Lemos, S., L. Abrevaya, L., Mendez-Vicente, A., J.-A. Flores, J.-A., I. Probert, I., Giosan, L., Johnson, J., Stoll, H. M. (2016) Decrease in coccolithophore calcification and CO₂ since the middle Miocene. *Nature Communications*, **7**:10284 doi: 10.1038/ncomms10284

- BOWN P.R., Lees J.A., Young J.R. (2004) Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. *In*: Thierstein H.R., Young J.R. (eds) *Coccolithophores*. Springer, Berlin, Heidelberg
- BOWN, P.R. (1998) **Calcareous Nannofossil Biostratigraphy**. Kluwer Academic Publishers.
- BOWN, P.R. e Young, J.R. (1998a) Introduction. *In*: BOWN, P.R. (Ed.). **Calcareous Nannofossil Biostratigraphy**. Kluwer Academic Publishers. p. 1-15.
- BOWN, P.R. e Young, J.R. (1998b) Techniques. *In*: BOWN, P.R. (Ed.). **Calcareous Nannofossil Biostratigraphy**. Kluwer Academic Publishers. p. 16-28.
- BOWN, P.R., Young, J.R. (1997) Mesozoic calcareous nannoplankton classification. *Journal of Nannoplankton Research*, **19**, 21-36.
- BRADLEY, R.S. (1999) Marine sediments and corals. *In*: BRADLEY, R.S. **Paleoclimatology – reconstructing climates of the Quaternary**. Burlington: Elsevier Academic Press. p.191-283.
- BRAND, L.E. (1994) Physiological ecology of marine coccolithophores. *In*: Winter, A. & Siesser, W. (Ed.). **Coccolithophores**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 39-49.
- BROCCOLI, J. (2000) Tropical Cooling at the Last Glacial Maximum: an atmosphere-mixed layer model simulation. *Journal of Climate*, **13**, 951-976.
- BROECKER, W. S. (1987) The biggest chill. *Nature History Magazine*, **97**, 74-82
- BROECKER, W. S. (1991) The Great Ocean Conveyor Belt. *Oceanography*, **4** (2), 79-89.
- BROECKER, W. S. (1999) What If the Conveyor Were to Shut Down? Reflections on a Possible Outcome of the Great Global Experiment, *GSA Today* **9** (1):1-7.
- BROECKER, W. S., & Clark, E. (1999). CaCO₃ size distribution: A paleocarbonate ion proxy?. *Paleoceanography*, **14** (5), 596-604.
- BROECKER, W. S., & Clark, E. (2001). Reevaluation of the CaCO₃ size index paleocarbonate ion proxy. *Paleoceanography*, **16** (6), 669-671.
- BROECKER, W.S. & Denton, G.H. (1989) The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **53**, 2465-2501.

- BROECKER, W.S. & Peng, T.H. (1982) Ice sheets and glacial phosphate - glacial to interglacial changes in ocean chemistry. In: BROECKER, W.S. & Peng, T.H. (Eds.). *Tracers in the Sea*. Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, Palisades, New York. p. 334-369.
- BROECKER, W.S., Peteet, D.M., Rind, D. (1985) Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, **315**, 21–26.
- BROWN, C.E. (1998) **Applied Multivariate Statistics in Geohydrology and Related Sciences**. Berlin: Springer-Verlag. 248p.
- BRUMMER, G.J.A. e Van Eijden, A.J.M. (1992) "Blue-ocean" paleoproductivity estimates from pelagic carbonate mass accumulation rates. *Marine Micropaleontology*, **19**, 99-117.
- BUCCIANTI, A. e Esposito, P. (2004) Insights into Late Quaternary calcareous nannoplankton assemblages under the theory of statistical analysis for compositional data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **202**, 209-227.
- CABARCOS, E., Flores, J.A., Sierro, F.J., (2014a). High-resolution productivity record and reconstruction of ENSO dynamics during the Holocene in the Eastern Equatorial Pacific using coccolithophores. *The Holocene* **24** (2), 176–187. <http://dx.doi.org/10.1177/0959683613516818>.
- CABARCOS, E., Flores, J.A., Singh, A.D., Sierro, F.J., (2014b) Monsoonal dynamics and evolution of the primary productivity in the eastern Arabian Sea over the past 30 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **411**, 249–256. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.07.006>.
- CACHAO, M. Moita, M.T. (2000) *Coccolithus pelagicus*, a productivity proxy related to moderate fronts off Western Iberia. *Marine Micropaleontology*, **39** (1-4), 255-273.
- CALADO, L.; da Silveira, I.C.A., Gangopadhyay, A. ; de Castro, B.M. (2010) Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22 S, Brazil). *Continental Shelf Research*, **30**: 1181-1188.
- CALADO, L.; GANGOPADHYAY, A. ; SILVEIRA, I. C. A. (2006) A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brazil. *Geophysical Research Letters*, **33** : L12602. doi:10.1029/2006GL026092
- CAMILLO Jr., E., Quadros, J.P., Costa, K.B., Toledo, F.A.L., (2015). Análises faunística e multivariada de foraminíferos planctônicos da Bacia Pernambuco-Paraíba: uma

interpretação paleoambiental dos últimos 30 mil anos. *Brazilian Journal of Paleontology*. **18** (1), 109–120.

CAMPOS, E.J.D., Goncalves, J.E., Ikeda, Y.;(1995) Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: summer of 1991. *Journal of Geophysical Research*, **100** (C9), 18537-18550.

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.

CARVALHO, M. A. V., Oyama, M. D. (2013) Variabilidade da largura e intensidade da zona de convergência intertropical atlântica: aspectos observacionais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **28** (3): 35-44.

CHARLSON, R.J., Lovelock, J.E., Andreae, M.O., Warren, S.G. (1987) Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Science*, **326**, 655-661.

CHENG, H., Sinha, A., Cruz, F.W., Wang, X., Edwards, R.L., d'Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott, L.D., Auler, A.S., (2013). Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature. Communications* **4**:1411. <http://dx.doi.org/10.1038/ncomms2415>.

CHIU, T. C., & Broecker, W. S. (2008). Toward better paleocarbonate ion reconstructions: New insights regarding the CaCO₃ size index. *Paleoceanography*, **23** (2).

CLARK, P. U., Pisias, N. G., Stocker, T. F., & Weaver, A. J. (2002). The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, **415** (6874), 863-869.

COLLING, A. (2001) **Ocean Circulation**. Oxford: Butterworth-Heinemann. 286 p.

COLMENERO-HIDALGO, E., Flores, J.A., Sierro, F.J., Bárcena, M.A., Löwemark, L., Schönfeld, J., Grimalt, J.O., (2004). Ocean surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithophores from the Gulf of Cadiz (NE Atlantic) and Alborán Sea (W Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **205** (3–4), 317–336. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.12.014>.

CONTI, L.A. & Furtado, V.V. (2006) Geomorfologia da plataforma continental do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **36** (2), 305-312.

COSTA, K.B., Cabarcos, E., Santarosa, A.C.A., Battaglin, B.B.F., Toledo, F.A.L. (2016) A multiproxy approach to the climate and marine productivity variations along MIS 5 in

- SE Brazil: A comparison between major components of calcareous nannofossil assemblages and geochemical records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **449**: 275-288.
- CROS, L., Fortuño, J-M. (2002) Atlas of northwestern Mediterranean coccolithophores. *Sci. Mar.* **66** (suppl, 1): 7-182.
- 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. (1996) Late Quaternary circulation in the western equatorial Atlantic. In: WEFER, G., BERGER, W. H., SIEDLER, G. e WEBB, D. J. (Ed.). **The South Atlantic: present and past circulation**. Berlin: Springer-Verlag. p. 577-598.
- 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
- DE 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.
- DITTERT, 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.
- EDVARSEN, B., Eikren, W., Green, J.C., Andersen, R.A., Moon-van der Satty, S.Y., Meddlin, L.K. (2000) Phylogenetic reconstructions of the Haptophyta inferred from rRNA sequences and available morphological data. *Phycoecologia*, **39**: 19-35.
- ERBA, E, Bottini, C., Weissert, H. J., Keller, C. E. (2010) Calcareous Nannoplankton Response to Surface-Water Acidification Around Oceanic Anoxic Event 1a *Science*, **23**, 329, (5990), 428-432
- EVANS, D.L., Signorini, S.S. (1985) Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, **315**, 48-50.

- FAGGERBAKKE, K.M., Heldal, M., Norland, S., Heimdal, B.R., Batvik, H. (1994) *Emiliania huxleyi*: chemical composition and size coccoliths from enclosure experiments and a Norwegian fjord. *Sarsia*, **79**: 349-355.
- FLORES, J.A. & Marino, M. (2002) Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy for ODP Leg 177 (Atlantic sector of Southern Ocean). *Marine Micropaleontology*, **45**, 191-224.
- FLORES, J.A. & Sierro, F.J. (1997) Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology*, **43** (3), 321–324.
- FLORES, J.A., Bárcena, M.A., Sierro, F.J., (2000). Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **161** (3–4), 459–478.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00099-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00099-7).
- FLORES, J.A., Filippelli, G.M., Sierro, F.J., Latimer, J. (2012) The “white-ocean” hypothesis: a late Pleistocene Southern Ocean governed by coccolithophores and driven by phosphorous. *Frontiers in Microbiology*, **3**: article 233.
- FLORES, J.-A., Gersonde, R., Sierro, F. J. (1999) Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflection based on the calcareous plankton record. *Marine Micropaleontology*, **37**, 1-22.
- 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., Baumann, K.H., Boeckel, B., Hoppner, R., Henrich, R. (2005) Quantification of foraminifer and coccolith carbonate in South Atlantic surface sediments by means of carbonate grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Research*, **75**, (3), pp. 464-475.
- FRENZ, M.; Höppner, R.; Stuut, J.-B.W.; Wagner, T.; Henrich, R. (2004). Surface sediment bulk geochemistry and grain-size composition related to the oceanic circulation along the South American Continental Margin in the Southwest Atlantic. *In: The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of material budgets and current systems*. Wefer, G.; Multiza, S.; Ratmeyer, V., (Eds.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo, pp. 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.
- GEISEN, M., Young, J. R., Probert, I., Sáez, G., Baumann, K-H., Bollmann, J., Cros, L., de Vargas, C., Medlin, L., Sprengel, C. (2004) Species level variation in coccolithophores. In:Thierstein, H. R. and Young, J. R. Coccolithophores, from molecular processes to global impact. Springer. p. 327-366.
- GIBBS, S. J., Bown, P. R., Ridgwell, A., Young, J. R., Poulton, A. J., O'Dea, S. A. (2016) Ocean warming, not acidification, controlled coccolithophore response during past greenhouse climate change. *Geology*, 44, 59-62 doi:10.1130/G37273
- GILDOR, H., Follows, M.J. (2002) Two-way interactions between ocean biota and climate mediated by biogeochemical cycles. *Israel Journal of Chemistry*, **42**, 15-27.
- GIRAUDEAU, J. & Beaufort, L. (2007) **Coccolithophores: from extant populations to fossil assemblages**. In: Marcel, C. H. & de Vernal, A. (Eds.).Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography, Elsevier, Amsterdam p. 409–439.
- GIRAUDEAU, J., Bailaey, G.W. (1995) Spatial dynamics of coccolithophores communities during an upwelling event in the Southern Benguela system. *Continental Shelf Research*, **15**: 1825-1852.
- GONÇALVES, H.M.S., Dehnhardt, B.A. (1999) Interpretação do testemunho T-101, (32°05'S; 47°35'W) com base em nanofósseis calcários – Cone do Rio Grande, Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Ciências*, **29** (4), 527-532.
- 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.
- GOVIN, A., Chiessi, C. M., Zabel, M., Sawakuchi, A. O., Heslop, D., Hörner, T., Mulitza, S. (2014). Terrigenous input off northern South America driven by changes in Amazonian climate and the North Brazil Current retroflexion during the last 250 ka. *Climate of the Past*, **10** (2), 843-862.
- GOVIN, A., Holzwarth, U., Heslop, D., Keeling, L.F., Zabel, M., Mulitza, S., Collins, J.A., Chiessi, C.M., (2012). Distribution of major elements in Atlantic surface sediments

(36°N–49°S): Imprint of terrigenous input and continental weathering, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **13**, Q01013, doi:10.1029/2011GC003785

- HAGINO, K., Okada, H., Matsuoka, H. (2000) Spatial dynamics of coccolithophore assemblages in the Equatorial Western-Central Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology*, **39**, 53-72.
- HAGINO, K., Okada, H., Matsuoka, H. (2005) Coccolithophore assemblages and morphotypes of *Emiliania huxleyi* in the boundary zone between the cold Oyashio and warm Kuroshio currents off the coast of Japan. *Marine Micropaleontology*, **55**, 19-47.
- HAIDAR, A.T., Thierstein, H.R. (1997) Calcareous phytoplankton dynamics at Bermuda (N Atlantic), EGU 9, Abstr. Suppl. 1, *Terra Nova* **9**: 602.
- HAMMER, O., HARPER, D.A.T. (2006) **Paleontological Data Analysis**. Blackwell Publishing, London, 351p.
- HAMMER, O., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., (2001). Past: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia. Electronica*. **4** (9).
- HARRIS, S. E. e Mix, A.C. (1999) Pleistocene precipitation balance in the Amazon Basin recorded in deep sea sediments. *Quaternary Research*, **51**, 14-26.
- HASSENKAM, T., Johnsson, A., Bechgaard, K., Stipp, S.L.S. (2011) Tracking single coccolith dissolution with picogram resolution and implications for CO₂ sequestration and ocean acidification. *PNAS* **108**: 8571-8576.
- HAUG, G.H.; Hughen, K.A.; Sigman, D.M.; Peterson, L.C.; Röhl, U. (2001). Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, **293**: 1304-1308.
- HENRIKSSON, A. S. (2000) Coccolithophore response to oceanographic changes in the equatorial Atlantic during the last 200,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **156**, 161-173.
- HINE, N. & Weaver, P.P.E. (1998) **Quaternary**. In: Bown, P.R. (Ed.). Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Chapman & Hall, London, p. 266-283.
- 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.

- HONJO, S. (1976) Coccoliths: production, transportations and sedimentation. *Marine Micropaleontology*, **1** (1) 65-79.
- HOOGAKKER, B.A.A., Thornalley, D.J.R., Barker, S. (2016) Millennial changes in North Atlantic oxygen concentrations. *Biogeosciences* **13**: 211-221.
- 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.
- HULBURT, E.M. (1963) The diversity of phytoplanktonic populations in oceanic, coastal and estuarine regions. *Journal of Marine Research* **21**: 81-93.
- IVANOVA, E. (2009) The Global Thermohaline Paleocirculation. Springer, NY.
- JANSEN , JHF, Ufkes E, Schneider RR (1996) Late Quaternary movements of the Angola-Benguela Front, SE Atlantic, and implications for advection in the equatorial ocean. *In*: Wefer G., Berger, WH, Siedler G (eds) The South Atlantic: present and past circulation. Springer, Berlin, pp 553-575.
- KELLY, D.C., Norris, R.D. e Zachos, J.C. (2003) Deciphering the paleoceanographic significance of Early Oligocene *Braarudosphaera* chalks in the South Atlantic. *Marine Micropaleontology*, **49**, 49-63.
- KENNETT J.P. (1982) Marine Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ
- KIM, J.-H. e 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.
- KINKEL, H., Baumann, K.-H., Cepek, M. (2000) Coccolithophores in the equatorial Atlantic Ocean: response to seasonal and Late Quaternary surface water variability. *Marine Micropaleontology*, **39**, 87-112.
- KOWSMANN, R.O. & Costa, M.P.A. (1979) Sedimentação Quaternária da Margem Continental Brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. Série Projeto REMAC, No. 8. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. CENPES, 55 p.
- KUCERA, M. e Malmgren, B.A. (1998) Logratio transformation of compositional data – a resolution of the constant sum constraint. *Marine Micropaleontology*, **34**, 117-120.

- KUHLBRODT, T., A. Griesel, M. Montoya, A. Levermann, M. Hofmann, and S. Rahmstorf, (2007) On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. *Rev. Geophys.*, **45**, RG2001, doi:10.1029/2004RG000166.
- LAMBECK, K., Chappell, J. (2001) Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, **292** (5517): 679-686.
- LAMBECK, K., Rouby, H., Purcella, A., Sun, Y., Sambridge, M. (2014) Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *PNAS*, **111** (43): 15296–15303.
- LAND, P. E., J. D. Shutler, T. G. Bell, and M. Yang (2014), Exploiting satellite earth observation to quantify current global oceanic DMS flux and its future climate sensitivity, *J. Geophys. Res. Oceans*, **119**, 7725–7740, doi:10.1002/ 2014JC010104.
- LEONHARDT, A., Toledo, F. A. L., Coimbra, J. C. (2013) The productivity history in the southwestern Atlantic as inferred from coccolithophore record for the last 130 kyr. *Brazilian Journal of Paleontology*, **16** (3): 361-374.
- LEVASSEUR, M (2013) Impact of Arctic meltdown on the microbial cycling of sulphur. *Nature Geoscience*, **6**, 691-700.
- LIBBS, S.M. (2009) The marine carbon cycle and global climate change *In: Introduction to Marine Biogeochemistry*, 2^a ed. Academic Press, 709-758.
- LIPPS, J. H. (1968) Mid-Cenozoic Calcareous Nannoplankton from Western North America, *Nature*, **218**, 1151-1152 doi:10.1038/2181151a0
- LISIECKI, L.E. & Raymo, M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**.
- LISIECKI, L.E., Raymo, M.E., Curry, W. B. (2008), Atlantic overturning responses to Late Pleistocene climate forcings. *Nature*, **456**, 85-88.
- LOPEZ-OTÁLVARO, G.-E, Flores, J. A., Sierro, F. J., Cacho, I., Grimalt, J.-O., Michel, E., Cortijo, E., Labeyrie, L. (2009) Late Pleistocene paleoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton. *eEarth*, **4**, 1–13.
- LOVELOCK, J.E. (1987) **Gaia, um novo olhar sobre a vida na Terra**. Lisboa: Edições 70. 169p.

- LOVELOCK, J.E. (1991) **As eras de Gaia – a biografia da nossa Terra viva**. Rio de Janeiro: Editora Campus. 236p.
- LOVELOCK, J.E. (2006) **The revenge of Gaia**. London: Penguin Books Allen Lane. 177p.
- MAGURRAN, A.E. (2003) Measuring biological diversity. Blackwell Publishing, Oxford. 256p.
- MAHIQUES M.M., Mishima Y., Rodrigues M. (1999). Characteristics of the sedimentary organic matter on the inner and middle continental shelf between Guanabara Bay and São Francisco do Sul, southeastern Brazilian margin. *Continental Shelf Research* **19**: 775–798.
- MAHIQUES, M.M., Bicego, M.C., Silveira, I.C., Sousa, S.H.M., Lourenço, R.A., Fukumoto, M.M. (2005). Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian shelf. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **77** (3), 538–548. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652005000300013>
- MAHIQUES, M.M., Fukumoto, M.M., Silveira, I.C.A., Figueira, R.C.L., Bicego, M.C., Lourenço, R.A., Sousa, S.H.M., (2007). Sedimentary changes on the southeastern Brazilian Upper Slope during the last 35,000 years. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **79**: 171-181
- MAHIQUES, M.M., Hnebuth, T.J.J., Nagai, R.H., Bicego, M.C., Figueira, R.C.L., Sousa, S.H.M., Burone, L., Fraguas, P.F., Taniguchi, S., Salaroli, A. B., Dias, G.P., Prates, D. M., Freitas, M.E.F. (2017) Inorganic and organic geochemical fingerprinting of sediment sources and ocean circulation on a complex continental margin (São Paulo Bight, Brazil). *Ocean Science*, **13**: 209-222.
- MAHIQUES, M.M., Silveira, I.C.A., Souza, S.H.M., Rodrigues, M. (2002) Post-LGM sedimentation on the outer shelf-upper slope of the northernmost part of the São Paulo Bight, southeastern Brazil. *Marine Geology*, **181**, 387-400.
- 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.
- MAKOU, M.C., Oppo, D.W., Curry, W.B. (2010) South Atlantic intermediate water mass geometry for the last glacial maximum from foraminiferal Cd/Ca. *Paleoceanography*, **25**, PA4101, doi:10.1029/2010PA001962.

- MALIN, G., Steinke, M. (2004) **Dimethyl sulfide production: what is the contribution of the coccolithophores?** In: Thierstein, H.R., Young, Y.R. (Eds.), *Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlin, 127-164.
- MARGULIS, L., Sagan, D. (2002) **O que é vida?** Rio de Janeiro: Jorge Zahar Editor. 289p.
- MARSH, M.E. (2003) Regulation of CaCO₃ formation in coccolithophores *Comparative Biochemistry and Physiology Part B* **136**:743–754 doi:10.1016/S1096-4959(03)00180-5
- MARTINEZ-RUIZ, F., Kastner, M., Gallego-Torres, D., Rodrigo-Gámiz, M., Nieto-Moreno, V., Ortega, Huertas, M. (2015) Paleoclimate and paleoceanography over the past 20,000 yr in the Mediterranean Sea Basins as indicated by sediment elemental proxies. *Quaternary Science Reviews* **107**: 25-46.
- MATSUURA, Y. (1986) Contribuição ao estudo sobre estrutura oceanográfica da região Sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC). *Ciência e Cultura*, **38** (8), 1439-1450.
- MAURRASSE, F.J-M.R., Lamolda, M.A., Aguado, R., Peryt, D., Sen, G. (2005) Spatial and temporal variations of the Haitian K/T boundary record: implications concerning the event or events. *Journal of Iberian Geology*, **31** (1), 113-133.
- McINTYRE, A., BÉ, A.W.H. (1967) Modern coccolithophoridae of the Atlantic Ocean – 1. Placoliths and Cyrtoliths, *Deep-Sea Research*, **14**: 561-597.
- MELINTE, M. C. (2004) Calcareous nannoplankton, a tool to assign environmental changes GEO-ECO-MARINA 9-10/2003-2004 *Proceedings of Euro-EcoGeoCentre-Romania*
- MEYERS, P.A., (2003). Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* **34**, 261-289.
- MILLIMAN, J.D. (1978) Morphology and structure of upper continental margin off southern Brazil. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **62** (6), 1029-1048.
- MIRANDA, L.B. e Castro Filho, B.M. (1979) Condições do movimento geostrófico das águas adjacentes a Cabo Frio (RJ). *Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, **28** (2): 79-93.
- MOKEDDEM, Z., McManus, J. F., Oppo, D. W. (2014) Oceanographic dynamics and the end of the last interglacial in the subpolar North Atlantic. *PNAS*, **111** (31): 11263–11268.

- NARCISO, A., Cachao, M., de Abreu, L. (2006) *Coccolithus pelagicus* subsp. *pelagicus* versus *Coccolithus pelagicus* subsp. *braarudii* (Coccolithophore, Haptophyta): a proxy for surfasse subartic Atlantic waters off Iberia during the last 200 kyrs. *Marine Micropaleontology* **59**: 15-34.
- O'DEA, S. A., Gibbs, S. J., Bown, P. R., Young, J. R., Poulton, A. J., Newsam, C., Wilson, P. A. (2014) Coccolithophore calcification response to past ocean acidification and climate change *Nature Communications*, **5**, (5363) doi: 10.1038/ncomms5363
- OKADA, H. (1992) Biogeographic control of modern nannofossil assemblages in surface sediments of Ise Bay, Mikawa Bay e Kumano-Nada, off coast of central Japan. *Memorie Di Scienze Geologiche*, **43**, 431-449.
- OKADA, H. e Honjo, S. (1973) The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep-Sea Research*, **20**, 355-374.
- OKADA, H., McIntyre, A. (1979) Seasonal distribution of modern coccolithophorids in the western North Atlantic. *Marine Biology*, **54**, 319-328.
- OKADA, H., Wells, P. (1997) Late Quaternary nannofossil indications of climate change in two deep-sea cores associated with the Leeuwin Current off Western Australia *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, **131**: 413-432.
- OPPO, D.W. & Horowitz, M. (2000) Glacial deep water geometry: South Atlantic benthic foraminiferal Cd/Ca and $\delta^{13}\text{C}$ evidence. *Paleoceanography*, **15** (2), 147-160.
- OPPO, D.W., Curry, W.B., McManus, J.F. (2015) What do benthic $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data tell us about Atlantic circulation during Heinrich Stadial. *Paleoceanography*, **30** (4), 353-368.
- OPPO, D.W., Raymo, M.E., Lohmann, G.P., Mix, A.C., Wright, J.D., Prell, W.B. (1995) A $\delta^{13}\text{C}$ record of Upper North Atlantic Deep Water during the past 2.6 myrs, *Paleoceanography*, **10**, 395-414.
- ORTIZ, J.E., Borrego, A. G., Gallego, J. L.R, Sánchez-Palencia Y., Urbanczyk, J., Torres, T., Domingo, L., Estébanez, B. (2016) Biomarkers and inorganic proxies in the paleoenvironmental reconstruction of ires: The importance of landscape in Las Conchas (Asturias, Northern Spain) *Organic Geochemistry*, **95**, 41-54.
- PAHNKE, K., Sachs, J.P. (2006) Sea surface temperatures of southern midlatitudes 0-160 kyr B.P. *Paleoceanography* **21**, 1-17.

- PAILLARD, D., LABEYRIE, L. YIOU, P. (1996) Macintosh program performs time-series analysis, *Eos Transactions AGU* 77 (39), p. 379.
- PAYTAN, A. (2007). Ocean paleoproductivity. (Lecture notes, refresher course on marine geology and geophysics)
- PERCH-NIELSEN, K. (1989) **Cenozoic calcareous nannofossils**. *In*: Bolli, H.H., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press. p. 329-426.
- PETERSON, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., Röhl, U. (2000) Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, **290**, 1947-1951.
- PETERSON, R. G. e Stramma, L. (1991) Upper-level circulation in the South Atlantic. *Proceedings in Oceanography*, **26**, 1-73.
- PIENAAR, R. N. (1994) Ultrastructure and calcification of coccolithophores, *In*: *Coccolithophores*, edited by E. A. Winter and W.G. Siesser, pp. 13–39, Cambridge University Press, Cambridge.
- PIERRE, C., Saliege, J.F., Urrutiaguer, M.J., and Giraudeau, J. (2001) Stable isotope record of the last 500 k.y. at Site 1087 (Southern Cape Basin). *In*: Wefer, G., Berger, W.H., and Richter, C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **175**, 1–22
- PRENTICE, I.C. (1986) Multivariate methods for data analysis. *In*: Berglund, B.E. (Ed.), **Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology**. Chichester: Ed. Willey. p. 775-797.
- QUADROS, J.P., Toledo, F.A.L. (subm.) Coccolithophore ecobiostratigraphy for the last 260 kyr: examples from the western South Atlantic
- QUADROS, J.P. (2015) **Refining Santos Basin (SE Brazil) stratigraphical framework for the last 260 kyr based on coccolithophore ecobiostratigraphy**. Monografia de Qualificação. Universidade de São Paulo – USP. Instituto Oceanográfico. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Geológica. São Paulo, SP, Brasil. 30p.
- QUADROS, J. P. (2007) **Contributions to South Atlantic paleoceanography in the last 25,000 years: evidence from calcareous nannofossils from northeastern brazilian slope** Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo – USP. Instituto

Oceanográfico. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Geológica. São Paulo, SP, Brasil. 188p.

RAHMSTORF, S. (2002) Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, **419**, 207-214.

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.

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.

RIVERO-CALLE, S., Gnanadesikan, A., Del Castillo, C.E., Balch, W. M. (2015) . Multidecadal increase in North Atlantic coccolithophores and the potential role of rising CO₂. *Science* **350** (6267), 1533-1537

RODRIGUES, R.; Rothstein, L. M.; Wimbush, M. (2007) Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study. *Journal of Physical Oceanography*, **37**, 16-30. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/JPO2983.1>

RODRIGUES, R.R., Lorenzetti J.A. (2001). A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. *Continental Shelf Research* **21**: 371-394.

ROST, B., Riebesell, U. (2004) **Coccolithophores and the biological pump: responses to environmental changes** In: Thierstein, H.R., Young, J.R. (Eds.), Coccolithophores — from molecular processes to the global impact. Springer, Berlin, p. 99-125.

ROTH, P. (1994) Distribution of coccoliths in oceanic sediments. In: Winter, A. & Siesser, W. (Eds), **Coccolithophores**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 199-218.

ROTH, P., Thierstein, H., (1972). Calcareous Nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. In: Hayes, D.E., Pimm, A.C., et al. (Eds.), Initial Reports DSDP 14. U.S. Govt. Printing Office, Washington.

- ROTH, P.H., Berger, W.H. (1975) Distribution and dissolution of coccoliths in the South and central Pacific, *Special Publications* **13**, Cushman Foundation for Foraminiferal Research, 87-113.
- ROTH, P.H., Colbourn, W.T. (1982) Floral and solutions patterns of coccoliths in surface sediments of the North Pacific, *Marine Micropaleontology* **7**: 1-52.
- SAÉZ, A.G., Probert, I., Young, J. R., Edvardsen, B., Eikren, W., Medlin, L.K. (2004) **A review of the phylogeny of the Haptophyta** In: Thierstein, H.R., Young, J.R. (Eds.), Coccolithophores - from molecular processes to the global impact. Springer, Berlin, p. 251-269.
- SAMTLEBEN, C. (1980) Evolution of coccolithophorid *Gephyrocapsa* in the Atlantic Basin. *Paleontologica* **54**: 91-127.
- SANTOS, T.P., Lessa, D.O., Venancio, I.M., Chiessi, C.M., Mulitza, S., Kuhnert, H., Govin, A., Machado, T., Costa, K.B., Toledo, F., Dias, B.B., Albuquerque, A.L.S. (2017) Prolonged warming of the Brazil Current precedes deglaciations. *Earth and Planetary Science Letters* **463**:1-12.
- SAUNDERS, P.M. & King, B.A. (1995) Bottom currents derived from a shipborne ADCP on WOCE cruise A11 in the South Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, **25**, 329-347
- SCHMID, C., Schäfer, H., Podestá, G. e Zenk, W. (1995) The Vitória Eddy and its relation to the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, **25**, 2532-2546.
- SCHMITTNER, A., Lund, D.C. (2015) Early deglacial Atlantic overturning decline and its role in atmospheric CO₂ rise inferred from carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$). *Climate of the Past*, **11**: 135-152.
- SCHNEIDER, R.R., Müller, P.J. e Ruhle, G. (1994) Late Quaternary surface circulation in the east equatorial South Atlantic: Evidence from alkenone sea surface temperatures. *Paleoceanography*, **10** (2), 197-219.
- SCHNEIDER, T. Bischoff, T., Haug, G. H. (2014) Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone, *Nature*, **513**: 45-53. doi:10.1038/nature13636
- SHACKLETON, N. J. (1967). Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, **215** (5096), 15-17.

- SHACKLETON, N. J., Hall, M. A., Line, J., & Shuxi, C. (1983). Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. *Nature*, **306**, 319-322.
- SHACKLETON, N.J. (1987) Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, **6**, 183-190.
- SIESSER, W.G. (1994) Historical background of coccolithophore studies. *In*: Winter, A. & Siesser, W. (Eds.). **Coccolithophores**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 1-12.
- SIESSER, W.G., Winter, A. (1994) Composition and morphology of coccolithophore skeletons. *In*: Winter, A. & Siesser, W. (Eds.). **Coccolithophores**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 51-62.
- SIGNORINI, S.R., Miranda, L.B., Evans, D.L., Stevenson, M.R., Inostroza, V.H.M. (1989) Corrente do Brasil: estrutura térmica entre 19° e 25°S e circulação geostrófica. *Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, **37** (1): 33-49..
- SILVEIRA, I.C.A. da, J.A.M. Lima, A.C.K. Schmidt, W. Ceccopieri, A. Sartori, C.P.F. Fransisco, R.F.C. Fontes. (2008) Is the meander growth in the Brazil Current System off Southeast Brazil due to baroclinic instability?. *Dyn. Atmos. Oceans* doi:10.1016/j.dynatmoce.2008.01.002
- 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.
- SOUTELINO, R.G. (2008) **A origem da Corrente do Brasil** Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo – USP. Instituto Oceanográfico. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Geológica. São Paulo, SP, Brasil. 120p.
- SOUTELINO, R.G.; I.C.A. da Silveira; A. Gangopadhyay; J.A. Miranda. (2011) Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20S? *Geophysical Research Letters*, doi:10.1029/2010GL046276.
- SOUZA, R.B., Robinson, I.S. (2004) Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Continental Shelf Research*, **24**, 241-262..

- SOUZA, M. C. A., (2000). **A Corrente do Brasil ao Largo de Santos: Medições Diretas**. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico - Universidade de São Paulo, 169 pp.
- SROKOSZ, M., Baringer, M., Bryden, H., Cunningham, S., Delworth, T., Lozier, S., Marotzke, J., Sutton, R. (2012) Past, Present, and Future Changes in the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *American Meteorological Society*: 1663-1976.
- STECH, J. L. & Lorenzzetti, J. A., (1992), The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *Journal Geophysical Research*, **97** (66): 9507-9520.
- STEINMETZ, J.C. (1994) Stable isotopes in modern coccolithophores. *In*: Winter, A. & Siesser, W. (Ed.). **Coccolithophores**. Cambridge: Cambridge University Press, p.219-229.
- STENNI, B., Jouzel, I., Masson-Delmonte, V., Röthlisberger, R., Castellano, E., Cattani, O., Falourd, S., Johnsen, S.J., Longinelli, A., Sachs, J.P., Selmo, E., Souchez, R., Steffensen, J.P., Udisti, R. (2004) A late-glacial high resolution site and source temperature record derived from EPICA Dome C isotope records (East ANtartica). *Earth and Planetary Science Letters* **217**:183-195.
- STRAMMA, L. (1989) The Brazil Current transport south of 23°S. *Deep-Sea Research*, **36**, 639-646.
- 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
- SVERDRUP, H. U., Johnson, M. W., & Fleming, R. H. (1942). *The Oceans: Their physics, chemistry, and general biology*, **7**. New York: Prentice-Hall.
- TAKANO, Y., Hagino, K., Tanaka, Y., Horiguchi, T., Okada, H. (2006) Phylogenetic affinities of an enigmatic nanoplankton, *Braarudosphaera bigelowii* based on the SSU rDNA sequences. *Marine Micropaleontology*, **60**, 145-156.
- TAPPAN, H. (1968) Primary production, isotopes, extinctions and the atmosphere. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **4** (3): 187-210.
- THIERSTEIN, H.R.; Geitzenauer, K.R.; Molfino, B.; Shackleton, N.J. (1977) Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: validation by oxygen isotopes. *Geology*, **5**, 400–404. doi:10.1130/0091-7613(1977)5<400:GSOLQC>2.0.CO;2

- THOMSON, J., Crudeli, D., de Lange, G.J., Slomp, C.P., Erba, E., Corselli, C., Calvert, S.E. (2004) *Florisphaera profunda* and the origin and diagenesis of carbonate phases in eastern Mediterranean sapropel units. *Paleoceanography*, **19**, PA3003.
- 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
- TOLEDO, F.A.L. (2016) **Nanofósseis Calcários da Bacia de Santos nos últimos 770 mil anos**. Tese de Livre Docência. Universidade de São Paulo – USP. Instituto Oceanográfico. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Geológica. São Paulo, SP, Brasil. 143p.
- 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.
- TOMAZELLA, M.O. (2016) **Avaliação dos fatores que controlam as variações do teor de carbonato ao longo dos últimos 140 mil anos em um testemunho marinho profundo da Bacia de Santos**. Monografia de Graduação. Universidade de São Paulo – USP. Instituto Oceanográfico. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Geológica. São Paulo, SP, Brasil. 53p.
- TORRES JR., A.R., (1995). **Resposta da ressurgência costeira de Cabo Frio a forçantes locais**. Dissertação de Mestrado, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 143 pp.
- TRANTAPHYLLOU, M.V., Ziveri, P., Tselepides, A. (2004) Coccolithophore export production and response to seasonal surface water variability in the oligotrophic Cretan Sea (NE Mediterranean). *Micropaleontology*, **50** (1), 127-144.
- UFKES, E., Kroon, D. (2012) Sensitivity of south-east Atlantic planktonic foraminifera to mid-Pleistocene climate change. *Paleontology* **55** (1):183-204.

- VANIECK, M. & Siedler, G. (2002) Zonal Fluxes in the Deep Water Layers of the Western South Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **32**, 2205-2235.
- VENZ, K.A., Hodell, D.A., Stanton, C., Warnke, D.A. (1999) A 1.0 Myr record of glacial North Atlantic intermediate water variability from ODP Site 982 in the northeast Atlantic. *Paleoceanography*, **14**, 42 – 52.
- VON DASSOW, P., John, U., Ogata, H., Probert, I., Bendif, E. M., Kegel, J. U., Audic, S., Wincker, P., C. Silva, C., Claverie, J.-M., Doney, S., Glover, D. M., D. M. Flores, D. M., Herrera, Y., Lescot, M., Garet-Delmas, M.-J., de Vargas, C. (2015) Life-cycle modification in open oceans accounts for genome variability in a cosmopolitan phytoplankton. *ISME J.*; **9** (6): 1365–1377.
- WANG, X.; Auler, A. S.; Edwards, R. L.; Cheng, H.; Ito, E.; Wang, Y.; Solheid, M. (2007). Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophysical Research Letters*, **34** (23), L23701.
- WANG, X.; Auler, A.S.; Edwards, R.L.; Cheng, H.; Cristalli, P.S.; Smart, P.L.; Richards, D.A.; Shen, C.C. (2004). Wet periods in northeastern Brazil over the past 210kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, **431**, 740-743.
- WEFER, G., Berger, W.H., Bijma, J. e Fischer, G. (1999) Clues to Ocean History: a Brief Overview of Proxies. In: Fischer, G., Wefer, G. (Ed.). **Use of proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic**. Berlin: Springer-Verlag. p. 1-68.
- 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.
- WELLS, P., Okada, H. (1996) Holocene and Pleistocene glacial paleoceanography off southeastern Australia, based on foraminifers and nannofossil in Vema cored hole V18-222. *Australian Journal of Earth Sciences*, **43**, 509-523.
- WELTJE, G.J., Tjallingii, R., (2008). Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: theory and application. *Earth Planet. Science Letters* **274**: 423–438. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.054>.
- WESTBROEK, P., Brown, C. W., van Bleijswijk, J., Brownlee, C., Brummer, G. J., Conte, M., ... & Stefels, J. (1993). A model system approach to biological climate forcing. The example of *Emiliania huxleyi*. *Global and Planetary Change*, **8** (1), 27-46.

- WINTER, A., Jordan, R.W., Roth, P.H. (1994). Biogeography of the living coccolithophores in ocean waters. *In: Winter, A. & Siesser, W. (Eds.). **Coccolithophores**. Cambridge: Cambridge University Press, p.161-178.*
- WINTER, A., Martin, K. (1990) Late Quaternary history of the Agulhas Current. *Paleoceanography* **5**: 479-486.
- WOA13, World Ocean Atlas, 2013. Disponível em: <<http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NODC/.WOA13>> Acesso em: novembro 2016.
- YANG, T.N., Wei, K.Y. (2003) How many coccoliths are there in a coccosphere of the extant coccolithophorids? A compilation. *Journal of Nannoplankton Research* **25**: 7-15.
- YOUNG, J. R., Geisen, M., Cros, L., Kleijne, A., Sprengel, C., Probert, I. e Ostergaard, J. (2003) A guide to extant coccolithophore taxonomy. *Journal of Nannoplankton Research*, Special Issue (1), 125p.
- YOUNG, J.R. (1994) Functions of coccoliths. *In: Winter, A. & Siesser, W. (Ed.). **Coccolithophores**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 63-82.*
- YOUNG, J.R., Bown P.R., Lees J.A. (eds) (2014) Nannotax3 website. International Nannoplankton Association. 21 Apr. 2014. URL: <http://ina.tmsoc.org/Nannotax3>
- YOUNG, J.R., Bown, P.R. (1997a) Higher classification of calcareous nannoplankton. *Journal of Nannoplankton Research*, **19**, 15-20.
- YOUNG, J.R., Bown, P.R. (1997b) Cenozoic calcareous nannoplankton classification. *Journal of Nannoplankton Research*, **19**, 36-47.
- YOUNG, J.R., Henriksen, K., Probert, I. (2004) **Structure and morphogenesis of the coccoliths of the CODENET species** *In: Thierstein, H.R., Young, Y.R. (Eds.), Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact. Springer, Berlin, 191-216.*
- YOUNG, J.R., Ziveri, P. (2000) Calculation of coccolith volume and its use in calibrations of carbonate flux estimates. *Deep-sea Research II* **47**:1679-1700.
- ZHANG, X., Knorr, G., Lohmann, G., Barker, S. (2017) Abrupt North Atlantic circulation changes in response to gradual CO₂ forcing in a glacial climate state. *Nature Geoscience* doi:10.1038/NGEO2974
- ZIVERI, P., Baumann, K.-H., Boeckel, B., Bollmann, J., Young, J. (2004) Biogeography of selected Holocene coccoliths in the Atlantic Ocean. *In: Thierstein, H.R., Young, Y.R.*

(Eds.), *Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlin, 403–428.

ZIVERI, P., Thunell, R.C. (1995) Seasonal changes in coccolithophore densities in the Southern California Bight during 1991-1992. *Deep-Sea Research*, **42**: 1881-1903.