

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE**

**INSTITUTO DE QUÍMICA**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – GEOQUÍMICA**

**VITOR PEREIRA GOMES**

**RECONSTRUÇÃO DA VARIAÇÃO DO GRADIENTE TÉRMICO NA  
COLUNA D'ÁGUA DO SISTEMA DE RESSURGÊNCIA DE CABO  
FRIO (RJ) AO LONGO DOS ÚLTIMOS 150 ANOS**

**NITERÓI**

**2015**

VITOR PEREIRA GOMES

**RECONSTRUÇÃO DA VARIAÇÃO DO GRADIENTE TÉRMICO NA COLUNA  
D'ÁGUA DO SISTEMA DE RESSURGÊNCIA DE CABO FRIO (RJ) AO LONGO  
DOS ÚLTIMOS 150 ANOS**

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

Orientadora:

Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Ana Luiza Spadano Albuquerque

NITERÓI

2015

G633 Gomes, Vitor Pereira.

Reconstrução da variação do gradiente térmico na coluna d'água do sistema de ressurgência de Cabo Frio (RJ) ao longo dos últimos 150 anos / Vitor Pereira Gomes. – Niterói : [s.n.], 2015.

101 f. : il. ; 30 cm.

Dissertação (Mestrado em Geociências - Geoquímica Ambiental) - Universidade Federal Fluminense, 2015. Orientadora: Profª Drª Ana Luiza Spadano Albuquerque.

1. Ressurgência (Oceanografia). 2. Foraminífero. 3. Plâncton. 4. Cabo Frio (RJ). 5. Produção intelectual. I. Título.

CDD 593.12

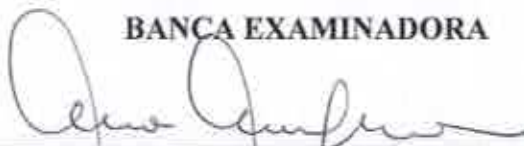
VITOR PEREIRA GOMES

**RECONSTRUÇÃO DA VARIAÇÃO DO GRADIENTE  
TÉRMICO NA COLUNA D'ÁGUA DO SISTEMA DE  
RESSURGÊNCIA DE CABO FRIO (RJ) AO LONGO DOS  
ÚLTIMOS 150 ANOS**

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

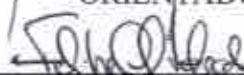
Aprovada em março de 2015.

**BANCA EXAMINADORA**



---

PROFA. DRA. ANA LUIZA SPADANO ALBUQUERQUE  
ORIENTADORA/UFF



---

PROF. DR. FELIPE ANTONIO DE LIMA TOLEDO  
IO/USP



---

PROFA. DRA. CATIA FERNANDES BARBOSA  
UFF



---

PROF. DR. ABDELKETTAH SIFEDDINE  
IRD-FRANÇA/UFF

NITERÓI  
2015

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiro à minha mãe por tudo o que me proporcionou e proporciona, seu apoio incondicional, paciência, dedicação e por ter me educado.

Agradeço a minha irmã Alice pelo apoio e grande paciência.

Agradeço a minha namorada, Andressa, por todo o amor, apoio, paciência e dedicação.

Agradeço a minha família pelo apoio e companhia.

Agradeço aos meus amigos de infância, da faculdade e os que fiz durante o curso de mestrado enfrentando os mesmos obstáculos que eu.

Agradeço a todos os amigos do Departamento de Geoquímica por cada conversa, conselho, piada, cerveja e ajuda.

Agradeço aos professores que tive durante o curso.

Agradeço a minha banca avaliadora por estar presente em minha apresentação e por dedicar um pouco do seu tempo para avaliar meu trabalho.

Agradeço a minha orientadora Ana Luiza, por toda a ajuda dada a mim durante as etapas do meu trabalho.

Agradeço aos membros do Projeto Ressurgência, e em especial André, Igor, Douglas, Thiago Pereira e Luciane, pelos conselhos, ajudas e aprendizagem. Sem eles e minha orientadora não teria sido possível fazer este trabalho evoluir ao nível que chegou.

Agradeço ao Departamento de Geoquímica e seus funcionários.

## RESUMO

Registros paleontológicos de regiões de ressurgência são relevantes, pois possibilitam o entendimento da dinâmica do fenômeno e as alterações provocadas por ele na coluna d'água ao longo do tempo. Para acessar essa informação, é muito difundida a utilização da assembleia e geoquímica isotópica de foraminíferos planctônicos, visto que são considerados ótimos bioindicadores para paleoceanografia. O objetivo desta dissertação foi reconstruir nos últimos 150 anos a dinâmica das massas d'água do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio (RJ) e analisar sua influência na variação térmica entre superfície e termoclina, bem como os reflexos sobre a produtividade. Para isso, foram utilizadas as assembleias e geoquímica isotópica das carapaças dos foraminíferos planctônicos de três testemunhos tipo *box-cores* coletados na plataforma continental de Cabo Frio. Foram definidas fases oceanográficas interpretadas a partir das assembleias para cada porção analisada da plataforma continental com a finalidade de discutir alterações nas influências das massas d'água ao longo do tempo. A plataforma externa indicou predomínio de águas quentes e oligotróficas em resposta ao maior volume da AT, devido à aproximação da frente interna da CB. A plataforma média distal apresentou predomínio de águas quentes e oligotróficas, a exemplo da plataforma externa, porém com períodos de aumento de influência da ACAS principalmente a partir de aproximadamente 1915. Já na plataforma média foi indicado crescimento contínuo da influência de águas de menor temperatura e produtivas, sugerindo maior intrusão da ACAS. A plataforma externa apresentou estrutura térmica mais homogênea devido ao domínio da AT. Enquanto isso, em direção à parte central da plataforma média, a maior presença da ACAS provocou maiores diferenças térmicas verticalmente, bem como refletiu no crescimento da produtividade ao longo do tempo. As variações no gradiente térmico entre superfície e termoclina, calculadas através das diferenças de temperaturas registradas por *G. ruber* e *N. dutertrei*, reforçaram a evolução da dinâmica das massas d'água e configurações oceanográficas estabelecidas anteriormente pela análise das assembleias para a plataforma continental. A plataforma média, local de maior intrusão da ACAS na zona fótica, mostrou  $\Delta T_{st}$  com tendência de aumento nos últimos 150 anos. Os resultados obtidos estão de acordo com outros estudos realizados no SRCF, os quais indicam aumento de força da ressurgência no último um século e meio.

**Palavras-chave:** Ressurgência. ACAS. Gradiente térmico. Coluna d'água. Assembleia.

## ABSTRACT

Paleo-records from upwelling regions are relevant since they allow the understanding of the upwelling dynamics and changes caused in the water column over time. To access this information is very widespread the use of assemblage and isotopic geochemistry of planktonic foraminifera, as they are considered great proxy for palaeoceanography. The aim of this work was to reconstruct for the last 150 years the water masses dynamics of the Cabo Frio Upwelling System (RJ) and analyze their influence on the thermal variation between surface and thermocline and the effects on productivity. For this purpose, the assemblages and isotopic geochemistry of planktonic foraminifera shells were analyzed from three box-cores collected along the continental shelf. Based on the assemblages, oceanographic stages were defined for each shelf portion of the continental shelf and were linked to the water masses dynamics. The results from the outer shelf indicated the predominance of warm and oligotrophic waters related to the higher volume of TW in the vicinity of the Brazil Current internal front. The distal mid shelf also showed a predominance of warm and oligotrophic waters. Although periods with increased influence of SACW were noticed mainly from approximately 1915. The mid shelf showed a continuous growth of the influence of lower temperature and productive waters, suggesting recurrent intrusions of SACW. The most homogeneous thermal structure was in the water column of outer shelf, dominated by TW. Towards the mid shelf the subsurface intrusions of SACW resulted in higher thermal differences vertically. The subsuperficial intrusions of productive water in the mid shelf increased the productivity over time. The variations in the thermal gradient between surface and thermocline calculated by the differences of temperatures recorded by *G. ruber* and *N. dutertrei*, reinforced the dynamics of water masses and oceanographic settings previously set by assemblages. The mid shelf that exhibited the most prominent intrusions of SACW in the photic zone, showed an upward trend of  $\Delta T_{st}$  over the last 150 years. The results are consistent with other studies performed in SRCF, which indicate increased upwelling over the last 150 years.

**Keywords:** Upwelling. SACW. Thermal gradient. Water column. Assemblage.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> - Os três tipos de carapaça carbonática de foraminíferos planctônicos .....	17
<b>Figura 2</b> - Principais espécies de foraminíferos planctônicos existentes atualmente e províncias nas quais habitam .....	18
<b>Figura 3</b> - Habitat oceanográfico das principais espécies de foraminíferos planctônicos existentes atualmente .....	19
<b>Figura 4</b> - Distribuição e variação da abundância dos principais taxa de foraminíferos planctônicos ao longo da margem sul da Austrália relacionados a mudanças nas massas d'água. A espessura das barras indica a abundância das espécies em cada região .....	20
<b>Figura 5</b> - Esquema simplificado do ciclo hidrológico destacando apenas o processo que influencia na distribuição dos isótopos estáveis de oxigênio .....	24
<b>Figura 6</b> - Principais correntes superficiais do oceano global. ....	28
<b>Figura 7</b> - Representação da circulação do Atlântico Sul contendo o Giro Subtropical do Atlântico Sul e formação da CB através da bifurcação da CSE.....	29
<b>Figura 8</b> - Esquema ilustrando o fenômeno de ressurgência costeira .....	31
<b>Figura 9</b> - Região de Cabo Frio (Costa SE Brasileira): Mudança de orientação da costa e da plataforma; Corrente do Brasil .....	301
<b>Figura 10</b> - Regiões de ocorrência da ressurgência costeira em Cabo Frio e Cabo de São Tomé, e contorno da CB na borda da plataforma.....	33
<b>Figura 11</b> - Compartimentos teóricos de divisão do SRCF com os principais processos dominantes. ....	34
<b>Figura 12</b> - Coletor tipo Box-core utilizado para amostragem de sedimentos na plataforma continental de Cabo Frio. ....	35
<b>Figura 13</b> - A: Localização dos pontos de coleta no banco lamoso da área de estudo. As setas representam a direção do vento ao longo da plataforma. B: Sessão esquemática da área de estudo dividida em: Plataforma interna, Plataforma média e, Plataforma externa; e os processos oceanográficos dominantes em cada uma das partes. As setas acima da figura representam o vento ao longo da plataforma. Dentro da figura as setas brancas, cinzas e pretas representam as movimentações das três massas d'água. Os triângulos amarelos numerados representam os pontos de coleta dos testemunhos. ....	366
<b>Figura 14</b> - Sequência de equipamentos utilizados para obtenção da fauna utilizadano estudo.....	38
<b>Figura 15</b> - A – Localização das estações oceanográficas (pontos azuis) do NODC, de onde foram retirados os dados de temperatura e salinidade usados para traçar os perfis na coluna d'água; localização dos pontos de coleta deste estudo (triângulos amarelos); B – representação do número de registros de temperatura e salinidade realizados pelo NODC ao longo de um ano nas estações oceanográficas	



selecionadas; C – intervalo de anos no qual os dados de temperatura e salinidade do NODC foram acessados. ....	41
<b>Figura 16</b> - Perfis de temperatura e salinidade da coluna d'água da área de estudo obtidos pela compilação de dados das estações oceanográficas do NODC selecionadas, para verão e inverno. Nos gráficos de temperatura a linha laranja é a curva feita a partir dos dados de temperatura. No gráfico de salinidade a linha verde é a curva de regressão feita a partir dos dados de salinidade.....	42
<b>Figura 17</b> - A – Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ X $\delta^{13}\text{C}$ (Venâncio et al., 2014). Os losangos cinza representam os dados da correlação; B – Correlação $\delta^{18}\text{O}$ X salinidade (dados obtidos a partir do trabalho de Venâncio et al., 2014). Os losangos azuis representam os dados da correlação no verão e a linha cinza é a regressão linear desses pontos. Os quadrados vermelhos representam os dados da correlação no inverno e a linha preta é a regressão linear desses pontos. A linha preta tracejada é a curva de calibração $\delta^{18}\text{O}$ X salinidade feita a partir da reunião dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ de verão e inverno correlacionados com a salinidade nas duas estações sazonais. ....	43
<b>Figura 18</b> - Perfis de temperatura, salinidade e $\delta^{18}\text{O}$ da coluna d'água da área de estudo obtidos para a região de estudo no verão e no inverno. Nos gráficos de temperatura a linha laranja é a curva feita a partir dos dados de temperatura do NODC. No gráfico de salinidade a linha verde é a curva a partir dos dados de salinidade do NODC. No gráfico do $\delta^{18}\text{O}$ a linha preta representa o perfil calculado a partir dos dados de salinidade do NODC através da aplicação da curva obtida via dados de Venancio et al. (2014). ....	44
<b>Figura 19</b> - Abundância absoluta dos foraminíferos planctônicos em cada testemunho estudado ao longo dos últimos 150 anos. ....	47
<b>Figura 20</b> - Abundância relativa (FP/cm <sup>3</sup> ) das espécies de foraminíferos planctônicos ao longo do testemunho BCCF10-01.....	48
<b>Figura 21</b> - Abundância relativa (FP/cm <sup>3</sup> ) das espécies de foraminíferos planctônicos ao longo do testemunho BCCF10-04.....	49
<b>Figura 22</b> - Abundância relativa (FP/cm <sup>3</sup> ) das espécies de foraminíferos planctônicos ao longo do testemunho BCCF10-09.....	50
<b>Figura 23</b> - Divisão das fases dos testemunhos, individualmente, de acordo com o agrupamento através do método CONISS, o qual respeita a ordem estratigráfica de cada testemunho. ....	51
<b>Figura 24</b> - Valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$ de <i>G. ruber</i> (rosa), <i>G. sacculifer</i> (sem saco), <i>G. menardii</i> e <i>N. dutertrei</i> , e $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$ de <i>G. bulloides</i> ao longo do tempo nos três testemunhos estudados na plataforma continental de Cabo Frio. As linhas escuras com os marcadores representam os valores isotópicos medidos para cada espécie nas amostras dos testemunhos. As faixas sombreadas representam os erros associados às medições isotópicas (erros da análise), sendo de +/- 0,08 para $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ e +/- 0,05 para $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$ .....	54

<b>Figura 25</b> - Temperaturas estimadas a partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}_c$ de <i>G. ruber</i> (rosa), <i>G. sacculifer</i> (sem saco), <i>G. bulloides</i> , <i>G. menardii</i> e <i>N. dutertrei</i> , ao longo do tempo nos três testemunhos estudados na plataforma continental de Cabo Frio.....	56
<b>Figura 26</b> - Abundância relativa das principais espécies de foraminíferos planctônicos confrontadas com as fases estabelecidas para cada testemunho trabalhado na Plataforma Continental de Cabo Frio.....	600
<b>Figura 27</b> - Diferenças de temperatura superfície – termoclina ( $\Delta T_{st}$ ) obtidas a partir dos dados de temperatura de <i>G. ruber</i> (rosa) e <i>N. dutertrei</i> nas três porções estudadas da plataforma continental de Cabo Frio. ....	71
<b>Figura 28</b> - Valores de temperatura de <i>G. ruber</i> (rosa) (representante da superfície) e <i>N. dutertrei</i> (representante da termoclina), bem como $\Delta T_{st}$ nas três porções estudadas da plataforma continental de Cabo Frio confrontadas com as respectivas fases estabelecidas pela análise do CONISS. ....	72
<b>Figura 29</b> - Comparação entre os dados de estresse do vento sobre a água (Fonte: Projeto Re-analysys) ao longo da plataforma continental e as variações nas $\Delta T_{st}$ dos três testemunhos. No gráfico do vento a linha azul representa a tendência do aumento do estresse do vento sobre a água ao longo da plataforma.....	77
<b>Figura 30</b> - Figura sintética de comparação estratigráfica entre processos nas fases definidas pela análise CONISS para os três testemunhos estudados na plataforma continental de Cabo Frio. 01, 04 e 09 representam respectivamente os testemunhos BCCF10-01, BCCF10-04 e BCCF10-09. A régua na esquerda marca o tamanho de cada um dos testemunhos. As datas inseridas nos mesmos representam, em valores arredondados, as transições entre as fases de cada perfil ao longo do tempo. ....	79
<b>Figura 31</b> - Esquema de representação dos estados médios, separados em períodos (CONISS) ao longo dos últimos 150 anos, apontados pelas análises das assembleias e das $\Delta T_{st}$ dos três testemunhos no SRCF. A figura A mostra condição de menor intrusão subsuperficial da ACAS, frente interna da CB mais afastada e ressurgência costeira mais fraca, sendo representativa da primeira fase da plataforma externa, primeira e segunda da plataforma média distal e primeira da plataforma média. A figura B mostra o aumento de intensidade do fenômeno, com cada vez maior intrusão da ACAS na zona fótica, frente interna da CB mais próxima e ressurgência aumentando de intensidade, sendo representativa da segunda fase da plataforma externa, terceira da plataforma média distal e segunda da plataforma média. A figura C mostra o momento de maior força do fenômeno, com bastante intrusão da ACAS na zona fótica, grande influência da frente interna da CB com a penetração da AT, e forte ressurgência, representando as últimas fases das três porções estudadas da plataforma. Os triângulos amarelos representam os três testemunhos. ....	80

## **LISTA DE TABELAS**

**Tabela 1** - Localização das estações de coleta ao longo da área de estudo.....37

**Tabela 2** - Resultados da datação absoluta dos testemunhos .....46

## LISTA DE ABREVIATURAS

AT	Água Tropical
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
ACA	Água Circumpolar Antártica
AIA	Água Intermediária Antártica
ASP	Água Subtropical de Plataforma
BCCF	Box-core Cabo Frio
CB	Corrente do Brasil
CID	Carbono Inorgânico Dissolvido
CSE	Corrente Sul Equatorial
CNB	Corrente Norte do Brasil
CM	Corrente das Malvinas
CAS	Corrente do Atlântico Sul
FP	Foraminífero Planctônico
MCRJ	Margem Continental do Rio de Janeiro
SRCF	Sistema de Ressurgência de Cabo Frio
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VPDB	Vienna Pee Dee Belemnite (padrão para análises isotópicas de oxigênio e carbono no carbonato)
VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water (padrão para análises isotópicas do oxigênio e deutério da água)

## SUMÁRIO

<b>RESUMO.....</b>	<b>5</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>6</b>
<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>7</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>10</b>
<b>LISTA DE ABREVIATURAS.....</b>	<b>11</b>
<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>13</b>
<b>2 OBJETIVOS.....</b>	<b>16</b>
2.1 OBJETIVO GERAL.....	16
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	16
<b>3 BASE TEÓRICA.....</b>	<b>17</b>
3.1 FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS .....	17
<b>3.1.1 Características gerais .....</b>	<b>17</b>
<b>3.1.2 Utilização de foraminíferos planctônicos estudos paleoceanográficos.....</b>	<b>19</b>
3.2 USO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS EM FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS COMO PROXIES PALEOCEANOGRÁFICOS.....	21
<b>3.2.1 Uso do <math>\delta^{18}\text{O}</math> em reconstrução da temperatura.....</b>	<b>23</b>
<b>3.2.2 Uso do <math>\delta^{13}\text{C}</math> na reconstrução da paleoprodutividade marinha.....</b>	<b>26</b>
<b>4 ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>28</b>
4.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS .....	28
4.2 DINÂMICA OCEANOGRÁFICA REGIONAL E O SISTEMA DE RESSURGÊNCIA DE CABO FRIO .....	31
<b>5 MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>35</b>
5.1 COLETA DE AMOSTRAS.....	35
5.2 DATAÇÃO E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO .....	37
5.3 ANÁLISE MICROPALEONTOLÓGICA.....	37
5.4 ANÁLISE DE DADOS FAUNÍSTICOS MICROPALEONTOLÓGICOS .....	39
5.5 ANÁLISES ISOTÓPICAS E TEMPERATURA.....	39
5.6 PROFUNDIDADE DE CALCIFICAÇÃO.....	40
5.7 GRADIENTE TÉRMICO VERTICAL SUPERFÍCIE - TERMOCLINA .....	44
<b>6 RESULTADOS .....</b>	<b>46</b>
6.1 ASSEMBLEIA DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS .....	46
<b>6.1.1 Abundância absoluta .....</b>	<b>46</b>

<b>6.1.2 Abundância relativa dos foraminíferos planctônicos nos box-cores.....</b>	<b>47</b>
6.2 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA ( $\delta^{18}\text{O}$ E $\delta^{13}\text{C}$ ) DOS FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS .....	522
6.3 TEMPERATURAS ESTIMADAS.....	56
6.4 PROFUNDIDADE DE CALCIFICAÇÃO.....	57
<b>7 DISCUSSÃO.....</b>	<b>58</b>
7.1 VARIAÇÃO DOS PROCESSOS OCEANOGRÁFICOS NO GRADIENTE PERPENDICULAR À BATIMETRIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL DE CABO FRIO AO LONGO DOS ÚLTIMOS 150 ANOS.....	58
7.2 ESTRUTURA TÉRMICA E MUDANÇAS NA PRODUTIVIDADE DA COLUNA D'ÁGUA DO SISTEMA DE RESSURGÊNCIA DE CABO FRIO .....	65
7.3 VARIAÇÃO DO GRADIENTE TÉRMICO ENTRE SUPERFÍCIE E TERMOCLINA NO SISTEMA DE RESSURGÊNCIA DE CABO FRIO NOS ÚLTIMOS 150 ANOS.....	70
<b>8 CONCLUSÃO.....</b>	<b>81</b>
<b>9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>83</b>
<b>10 APÊNDICE .....</b>	<b>96</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A circulação oceânica e os processos envolvidos na mesma controlam o padrão de distribuição de massas d'água ao longo do tempo (ENGLAND, 1993). Paleoceanógrafos, em posse da resposta de organismos marinhos às mudanças nas condições oceanográficas registradas nos sedimentos oceânicos, são capazes de reconstruir a evolução desses cenários (DUDLEY; NELSON, 1988). De acordo com Wefer et al. (1999), a paleoceanografia envolve a história do oceano incluindo o estudo de correntes, massas d'água, temperatura e produtividade, dentre outros. Para isso aplica uma ampla variedade de métodos biológicos, químicos e físicos, resultando na reconstrução do clima e do ambiente em diferentes escalas temporais e graus de precisão.

A obtenção de dados sobre as distribuições espaciais e temporais da biodiversidade proporcionam a compreensão da dinâmica entre os organismos e o ambiente (AL-SABOUNI et al., 2007). Foraminíferos planctônicos têm sido extensivamente aplicados nas interpretações paleoceanográficas devido a sua alta sensibilidade a condições ambientais, abundância e alto potencial de preservação fóssil (HALE; PFLAUMAN, 1999). As diferentes espécies habitam profundidades diversas da coluna d'água possibilitando reconstituir a variabilidade temporal de praticamente toda a camada superficial oceânica. Suas variações geográficas e temporais são controladas por mudanças ambientais (CHIYONOBU et al., 2012). Além da utilização direta da assembleia, proxies geoquímicos acessados a partir dos foraminíferos também são bastante aplicados nas interpretações paleoceanográficas. A geoquímica isotópica das carapaças é muito aplicada para estudos de reconstrução de temperatura com o  $\delta^{18}\text{O}$  (ex.: NIEBLER; HUBBERTEN; GERSONDE, 1999) e produtividade com o  $\delta^{13}\text{C}$  (ex.: SCHINEIDER; MULLER; WEFER, 1994).

Mudanças hidrográficas ao longo do tempo na camada superficial do oceano podem ser traçadas através da composição isotópica dos foraminíferos planctônicos (FAIRBANKS; WIEBE, 1980; RAVELO et al., 1992; SPERO et al., 2003). Os  $\delta^{18}\text{O}$  registrados pelas espécies, se trabalhados em conjunto, podem fornecer informações sobre a variação oceanográfica de uma região. Trabalhos como Mulitza et al. (1997), Patrick e Thunell (1997), Tedesco e Thunell (2003), Wejnert et al.

(2010) e Feldmeijer et al. (2015) tem destacado a importância da diferença entre os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de espécies que habitam profundidades diversas para a reconstrução da estrutura térmica vertical da coluna d'água. As oscilações na diferença entre os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  registrados por espécies representantes da superfície e da termoclina permitem acessar o gradiente térmico entre elas. Esse gradiente térmico sofre alterações ao longo do tempo relacionadas à dinâmica oceanográfica da região (RAVELO; FAIRBANKS, 1992; PATRICK; THUNELL, 1997; SPERO et al., 2003; STEPH et al., 2009; WEJNERT et al., 2010), estando sob efeito, por exemplo, de eventos como a ressurgência, como destacado por (TEDESCO; THUNELL, 2003). Desta forma, como colocado pelos autores citados acima, o levantamento das alterações no gradiente térmico entre superfície e termoclina ao longo do tempo permite reconstruir as mudanças ocorridas na coluna d'água e identificar, a partir do conhecimento sobre a oceanografia da região em questão, quais processos podem ter induzido essas mudanças.

O Sistema de Ressurgência de Cabo Frio (SRCF), localizado na costa brasileira, tem recebido bastante atenção na última década (MAHIQUES et al., 2005; CASTELAO; BARTH, 2006; FRANCHITO et al., 2008; NAGAI et al., 2009; SOUTO et al., 2011; CASTELAO, 2012; CERDA; CASTRO, 2013; BELEM et al., 2013; ALBUQUERQUE et al., 2014; AGUIAR et al., 2014; CORDEIRO et al., 2014; VENÂNCIO et al., 2014; FARIAS, 2014; LESSA et al., 2014). Esta região sofre influência direta da Corrente do Brasil (CB), uma corrente de contorno oeste que carrega a Água Tropical (AT) na parte superior da coluna d'água, e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) em profundidade intermediária (STRAMMA; ENGLAND, 1999). A dinâmica deste sistema é ligada a múltiplos mecanismos os quais podem explicar os movimentos de ascensão da ACAS até a zona fótica (CASTRO; MIRANDA, 1998; CAMPOS et al., 2000; RODRIGUES; LORENZZETTI, 2001; CASTELAO; BARTH, 2006; CASTELAO, 2012), caracterizando a ressurgência.

Ainda que de grande importância regional, o SRCF até o momento foi pouco estudado em termos de reconstruções paleoceanográficas (ex.: MAHIQUES et al., 2005; NAGAI et al., 2009; SOUTO et al., 2011; CORDEIRO et al., 2014; LESSA et al., 2014; FARIAS, 2014), bem como carece de estudos paleoceanográficos direcionados à dinâmica do fenômeno e sua influência sobre as mudanças na configuração da coluna d'água. Nesse sentido, a abordagem da variação do



gradiente térmico vertical torna-se interessante, pois irá permitir o entendimento da relação entre a ressurgência e as alterações na coluna d'água da plataforma continental de Cabo Frio ao longo do tempo.

Com base no exposto acima sobre a aplicação dos foraminíferos, geoquímica isotópica das carapaças e oceanografia do SRCF, bem como nos recentes resultados do Projeto Ressurgência onde foram registradas frequentes intrusões da ACAS na zona fótica ao longo de todo o ano, e também nos trabalhos de Cordeiro et al. (2014) e Farias (2014) que sugerem fortalecimento da ressurgência na região e permanência da ACAS sobre a plataforma continental nos últimos 150 anos, este estudo apresenta a seguinte hipótese:

O crescimento na intensidade de intrusão da ACAS na coluna d'água do SRCF vem provocando alterações térmicas e de produtividade, nos gradientes temporal (últimos 150 anos) e espacial (transeção perpendicular à batimetria), as quais podem ser registradas a partir de mudanças na assembleia e geoquímica isotópica dos foraminíferos planctônicos.

## 2 OBJETIVOS

### 2.1 OBJETIVO GERAL

Reconstruir a dinâmica das massas d'água do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio nos últimos 150 anos relacionada à variação térmica superfície - termoclina e reflexos sobre a produtividade, com base na assembleia de foraminíferos planctônicos e geoquímica isotópicas das carapaças.

### 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar a composição da assembleia de foraminíferos planctônicos da plataforma continental de Cabo Frio em um gradiente em transeção perpendicular à batimetria;
- Identificar a oscilação das massas d'água envolvidas na variabilidade oceanográfica do SRCF ao longo dos últimos 150 anos a partir das mudanças na assembleia.
- Analisar a composição isotópica das carapaças de diferentes espécies de foraminíferos planctônicos e estimar suas profundidades de calcificação;
- Reconstruir a temperatura e a produtividade na coluna d'água através dos isótopos estáveis ( $\delta^{18}\text{O}_c$  e  $\delta^{13}\text{C}_c$ ), respectivamente, ao longo dos últimos 150 anos.
- Reconstruir a variação do gradiente térmico vertical entre superfície e termoclina em uma transeção perpendicular à batimetria, na região do SRCF, nos últimos 150 anos.

### 3 BASE TEÓRICA

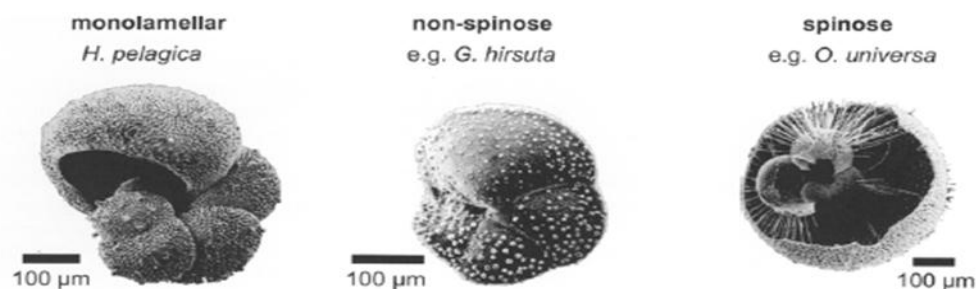
#### 3.1 FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS

##### 3.1.1 Características gerais

Foraminíferos planctônicos são protozoários marinhos unicelulares, eucariontes e heterótrofos com carapaça dividida em câmaras, e que vivem na coluna d'água (BÉ, 1977). Apareceram pela primeira vez no Jurássico, tiveram o auge de diversidade no Cretáceo se espalhando por todos os oceanos do planeta e foram um dos grupos mais afetados pela extinção ao final do Cretáceo (KUCERA, 2007).

Os foraminíferos planctônicos modernos evoluíram desde o início do Paleogeno. Este também foi o período no qual as primeiras espécies espinhosas ocorreram. Atualmente existe apenas um número entre 40 e 50 espécies de foraminíferos planctônicos (SEN GUPTA, 2002), as quais estão divididas em duas famílias (Globigerinidae e Globorotaliidae). Fazem parte do Reino Protista, Filo Sarcodina, Superclasse Rizopoda e Ordem Foraminiferida (ARMSTRONG; BRAISER, 2005). A maioria das espécies vive da superfície até a camada de sub-termoclina do oceano aberto, e em mares marginais, como o Mediterrâneo, Caribe, Mar da China Meridional, e Mar Vermelho (SCHIEBEL; HEMBELEN, 2005).

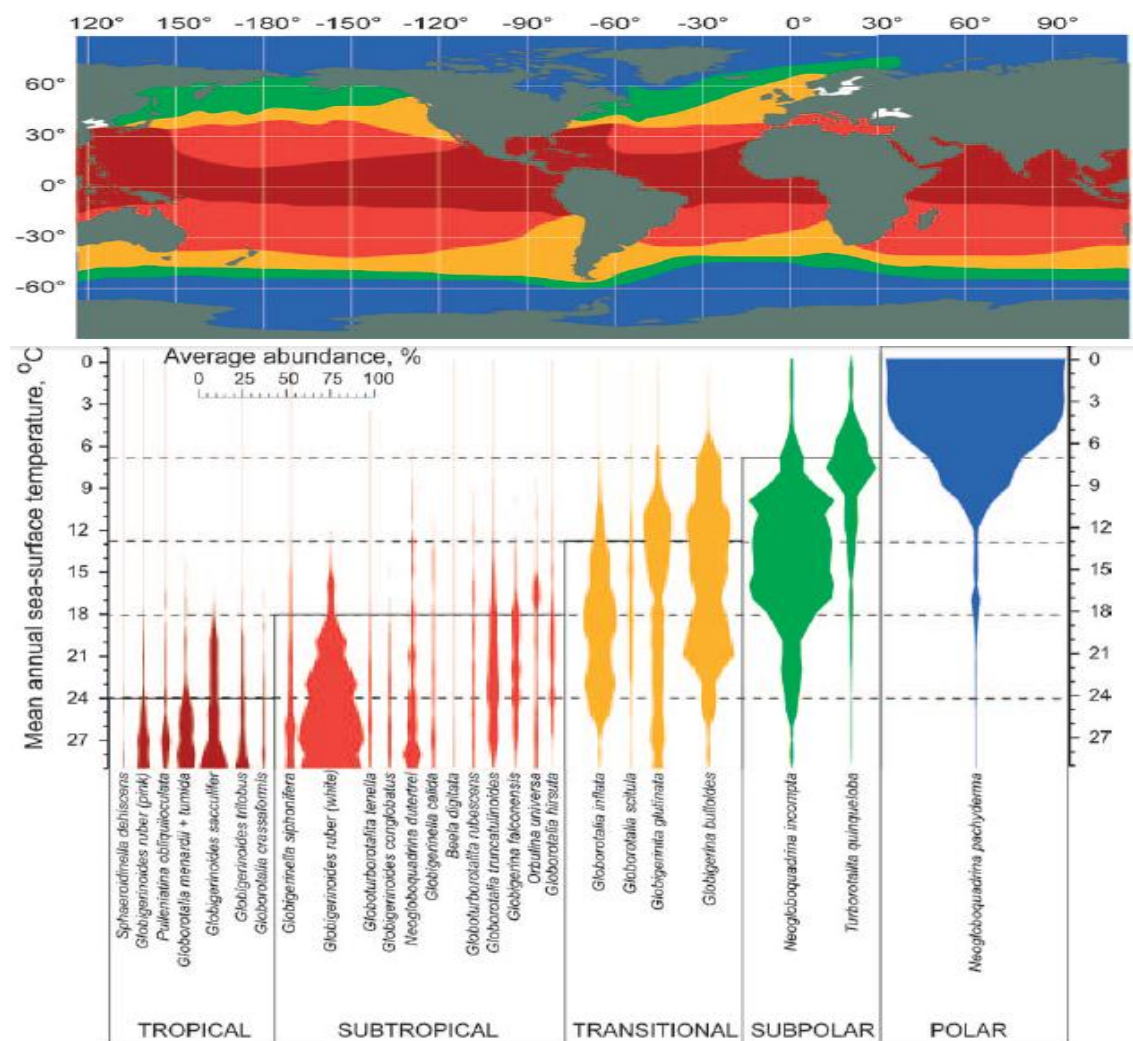
As carapaças podem conter uma ou mais câmaras e sua estrutura tem composição carbonática (calcita ou aragonita) (Figura 1). Existe comunicação entre todas as câmaras através dos forâmens. A boa preservação destas carapaças no sedimento torna os foraminíferos planctônicos potenciais ferramentas para estudo paleoambiental (BÉ, 1977).



**Figura 1** - Os três tipos de carapaça carbonática de foraminíferos planctônicos.  
Fonte: Modificado de SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2005.

A alimentação é feita pela ingestão de partículas de alimentos transportados pelos reticulopodes até a abertura principal da carapaça (ANDERSON; BÉ, 1976). Com relação à alimentação os mesmos podem ser carnívoros, onívoros ou herbívoros, dependendo da espécie. Existem também espécies que realizam simbiose intracelular com algas (KUCERA, 2007). Espécies com simbioses dependem da luz e são restritos à zona eufótica (SCHIEBEL; HEMBELEN, 2005).

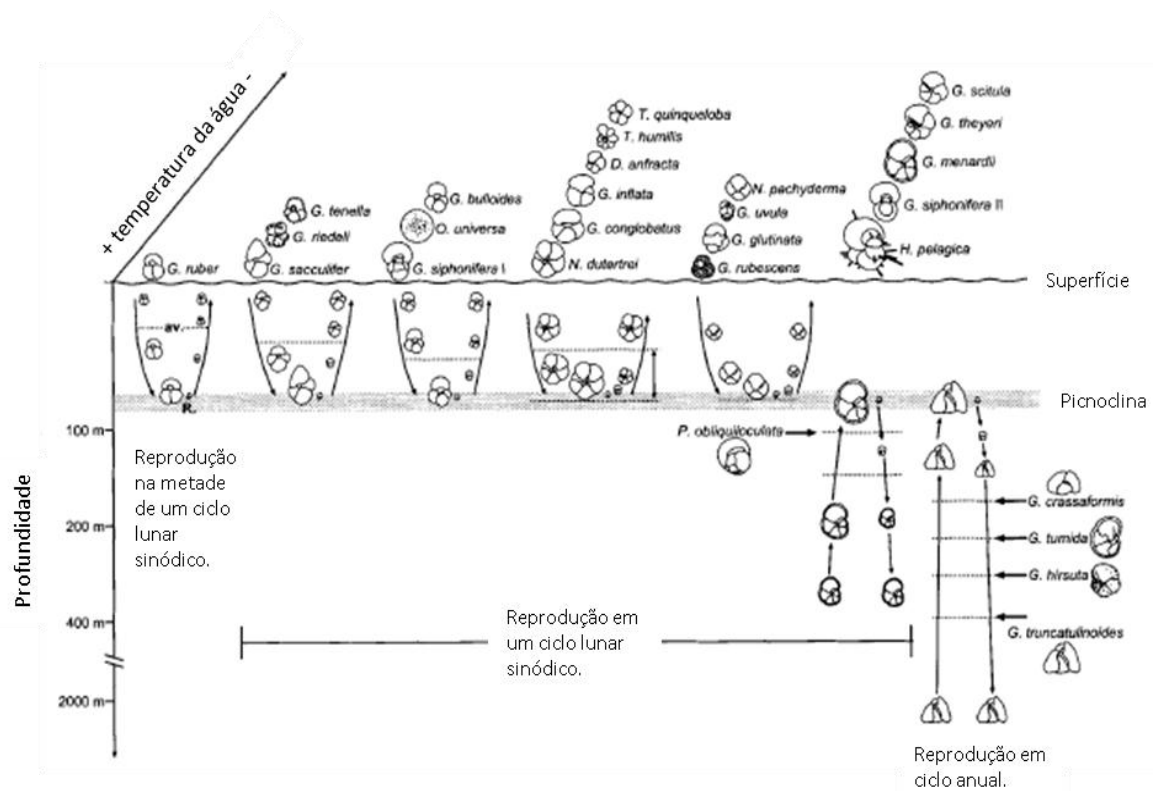
Foraminíferos planctônicos respondem a alterações na produtividade, na temperatura e na química da água do mar. A abundância das espécies varia de acordo com as estações, as massas de água, e profundidades. As espécies existentes atualmente podem ser agrupadas em cinco principais comunidades relativas à diferentes províncias latitudinais (tropical, subtropical temperada, subpolar e polar) (TOUDERLUND; BÉ, 1971) (Figura 2).



**Figura 2** - Principais espécies de foraminíferos planctônicos existentes atualmente e províncias nas quais habitam.

Fonte: KUCERA, 2007.

Encontrados em uma faixa na coluna d'água que varia verticalmente de 0 a 500 metros (epi-meso-pelágica), as espécies individuais apresentam preferências em relação à profundidade que habitam, o que é definido por sua ecologia, sazonalidade e estágio da vida, assim como a hidrodinâmica do local (HEMLEBEN et al., 1989; BIRCH et al., 2013). A reprodução em foraminíferos planctônicos é sexuada, e o ciclo de vida varia de semilunar a anual (HEMLEBEN et al., 1989; ARMSTRONG; BRAISER, 2005; SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2005) (Figura 3). Contribuem substancialmente para o registro fóssil de sedimentos marinhos e são de alto significado ecológico, paleoceanográfico e estratigráfico. Após sua morte as carapaças afundam e se acumulam no sedimento oceânico (BIRCH et al., 2013).



**Figura 3** - Habitat oceanográfico das principais espécies de foraminíferos planctônicos existentes atualmente.

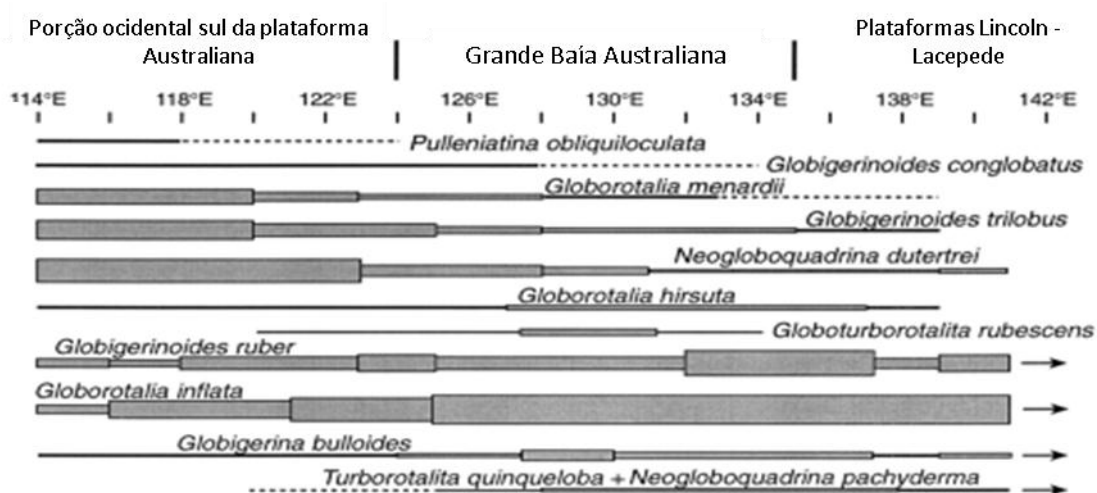
Fonte: Modificado de SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2005.

### 3.1.2 Utilização de foraminíferos planctônicos em estudos paleoceanográficos

Foraminíferos são amplamente utilizados como bioindicadores devido a características intrínsecas. As mais importantes são a posição relativamente baixa nas teias alimentares oceânicas, elevada abundância e diversidade, e seu excelente potencial de fossilização. Esta última os torna representantes ideais de ambientes

marinhos antigos (JORISSEN; ROHLING, 2000; NAGAI et al., 2009). Muito utilizados em paleoceanografia, pois são vistos como "impressões digitais" das massas de água em que vivem. São bons indicadores de temperatura, salinidade e teor de nutrientes, tornando possível a identificação dos eventos passados através do registro sedimentar (IMBRIE; KIPP, 1971; KENNETT, 1982; SALGUEIRO et al., 2008).

Segundo Bellier et al. (2010), a distribuição atual de foraminíferos ao longo de uma transeção do continente para alto-mar oferece modelos ecológicos. Estes podem ser transferidos, embora com grande precaução, a determinados domínios do passado em períodos específicos. Em estudos como Kucera et al. (2005), Kucera (2007) e Lessa et al. (2014) é possível identificar a importância do uso de calibração regional. Esta prática evita desvios e erros em reconstruções paleoambientais, os quais podem ocorrer devido abrangência do conjunto de dados usados para calibrar as análises. Diferentes assembleias indicam condições oceanográficas distintas mesmo que em regiões próximas (LI et al., 1999), como mostra a Figura 4.



**Figura 4** - Distribuição e variação da abundância das principais taxas de foraminíferos planctônicos ao longo da margem sul da Austrália relacionados a mudanças nas massas d'água. A espessura das barras indica a abundância das espécies em cada região.

Fonte: Modificado de LI et al., 1999.

Os tipos mais simples de reconstruções feitas com foraminíferos são baseadas na abundância de espécies (indicadoras) ecologicamente significativas (KUCERA, 2007), que podem ser usadas como indicadoras de eventos de

ressurgência, bem como em interpretações paleoecológicas (WILLIAMS; JOHNSON, 1975). De acordo com Salgueiro et al. (2008), desde o projeto CLIMAP os padrões de abundância de espécies de foraminíferos planctônicos em sedimentos fornecem a base para a reconstrução através de métodos estatísticos de parâmetros paleoambientais. Um dos exemplos deste uso é o trabalho de Bé (1977) no qual utiliza a abundância da espécie *G. bulloides* como indicadora de variabilidades oceanográficas de temperatura e produtividade.

Toledo et al. (2008) ressalta que este tipo de análise não permite fazer reconstruções precisas de climas do passado, mas permite a identificação de alterações climáticas. A análise de foraminíferos planctônicos sozinha não fornece informações completas e imparciais sobre paleoceanografia e paleoclima, e desta forma dados biogeoquímicos e paleontológicos adicionais podem contribuir com informações importantes (SCHIEBEL et al., 2005).

Resultados obtidos a partir de armadilhas de sedimentação confirmaram a importância da informação que pode ser derivada a partir do estudo destes organismos, bem como demonstraram que em áreas de ressurgência a abundância dos mesmos e a geoquímica das suas carapaças respondem à intensidade e variabilidade causada por este fenômeno (ORTIZ; MIX, 1992; THUNELL; SAUTTER, 1992; SALGUEIRO et al., 2008; SOUTO et al., 2011; LESSA, 2014). De acordo com Kleijne et al. (1989), áreas de ressurgência oferecem condições ideais para estudar os efeitos das mudanças nas condições hidrográficas sobre a distribuição dos grupos de plâncton. Neste sentido a assembleia de foraminíferos planctônicos pode ser correlacionada com a configuração oceanográfica do fenômeno.

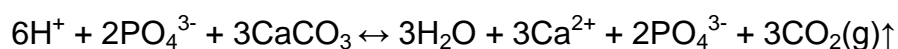
### 3.2 USO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS EM FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS COMO PROXIES PALEOCEANOGRÁFICOS

Proporções de isótopos estáveis de oxigênio e de carbono em carapaças calcárias de foraminíferos planctônicos são amplamente utilizados em paleoceanografia (KROON; GANSSEN, 1989). Análises da composição isotópica das carapaças se configuram como um componente chave das reconstruções da paleoprodutividade, através dos isótopos de carbono (NIEBLER et al., 1999; SCHIEBEL et al., 2005; MOHTADI et al., 2007), e paleotemperatura, através dos

isótopos de oxigênio (MULITZA et al., 2003; SCHIEBEL et al., 2005; SALGUEIRO et al., 2008). As razões isotópicas ( $\delta$ ) usadas para reconstrução através desses elementos são  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{Cc}$ ) e  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{Oc}$ ), respectivamente (SCHIEBEL et al., 2005; LESSA, 2013).

Para a interpretação de dados geoquímicos de amostras coletadas em sedimentos, é necessário levar em consideração os aspectos do ciclo de vida e preferências de habitat de cada uma das espécies de foraminíferos (WAELEBROECK et al. 2005). A composição química das carapaças dos foraminíferos deriva principalmente da água do mar onde ele se encontra. O padrão de migração vertical e a profundidade de calcificação determinam o nível na coluna de água o qual o sinal químico representa (KUCERA, 2007). A grande maioria das medições de isótopos em estudos paleoceanográficos das últimas décadas tem sido feitas nas espécies *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerina bulloides* e *Neogloboquadrina pachyderma*, pois essas não só são muito abundantes, mas também têm cobertura geográfica e temporal amplas (MULITZA et al., 2003).

Os isótopos estáveis medidos nos espectrômetros de massa são provenientes do  $\text{CO}_2$  liberado após a dissolução da calcita pela aplicação de ácido fosfórico ( $\text{H}_3\text{PO}_4$ ) a  $90^\circ\text{C}$ , como mostra a reação a seguir (LESSA, 2013):



O cálculo das razões isotópicas é realizado através do padrão delta ( $\delta$ ), o qual é feito a partir da seguinte equação (BOUVIER-SOUMAG; DUPLESSY, 1985; LESSA, 2013):

$$\delta (\text{‰}) = (\delta \text{ amostra} - \delta \text{ padrão} / \delta \text{ padrão}) * 1000 \quad \text{Eq. 1}$$

As amostras de carbonato são medidas em relação ao padrão VPDB (*Vienne Pee Dee Belemnite*) (WAELEBROECK et al., 2005).

A composição isotópica das carapaças, sofre influência dos chamados “efeitos vitais”. Esses efeitos são provenientes do comportamento fisiológico dos indivíduos, os quais podem estar ligados também à ação de simbiontes (principalmente sobre o  $\delta^{13}\text{Cc}$ ), estágios ontogenéticos (diferenças metabólicas entre juvenis e adultos) e migração na coluna d’água (massas d’água com diferentes



razões isotópicas de oxigênio e carbono) (DUPLESSY et al., 1981; STEENS et al., 1992; SPERO; DENIRO, 1987 apud SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2005; SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2005; FRIEDRICH et al., 2012).

Existem técnicas que podem ser utilizadas para minimizar os efeitos vitais. Elas incluem análise isotópica de multi-espécies (análise de múltiplas espécies de um único conjunto) e análise de diferentes frações de tamanho de uma mesma espécie (SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2005; BIRCH et al., 2013). Além disso, como já dito anteriormente, o conhecimento sobre a ecologia das espécies trabalhadas também é uma forma de interpretar e reduzir as influências dos efeitos sobre as análises.

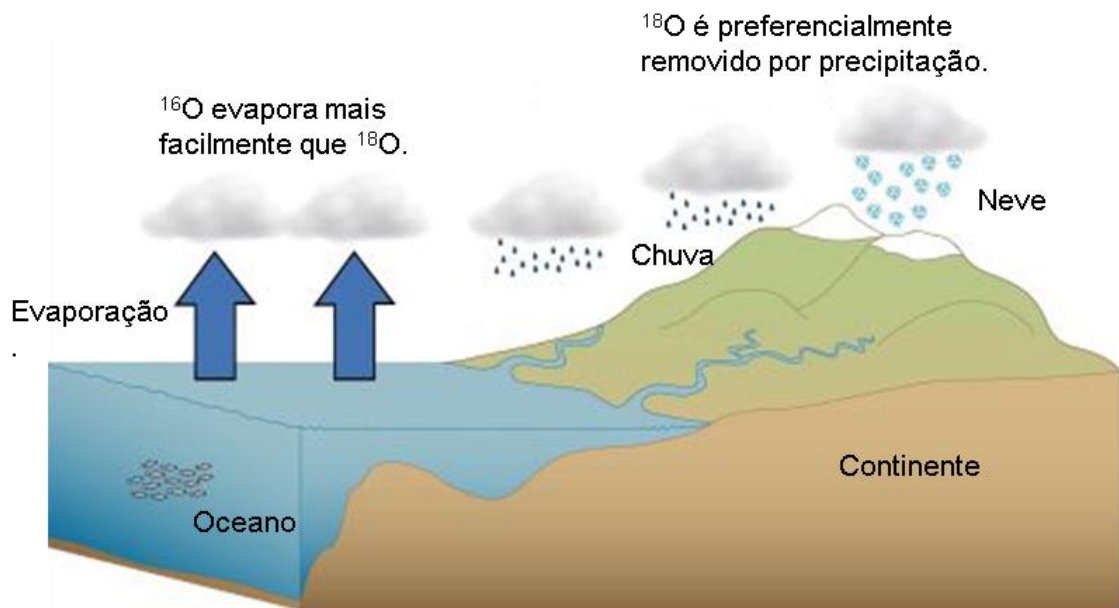
### **3.2.1 Uso do $\delta^{18}\text{O}$ em reconstrução da temperatura**

Em 1947 Harold Urey propôs que a composição isotópica do oxigênio de carapaças carbonáticas poderia ser usada para reconstruir a temperatura do ambiente onde o organismo viveu (BEMIS; SPERO, 1998). Esta proposição foi feita visto que o fracionamento dos isótopos de oxigênio era dependente da temperatura de calcificação (WEFER et al., 1999), e uma temperatura mais alta significava uma calcita mais pobre em  $\delta^{18}\text{O}$  (DUPLESSY et al., 1981; TEDESCO et al., 2007). Em sedimentos marinhos, a composição isotópica de oxigênio de foraminíferos planctônicos é usada principalmente como um proxy para paleotemperatura (MULITZA et al., 2003; WAELBROECK et al., 2005).

A razão isotópica da carapaça dos foraminíferos é uma função da temperatura e da composição isotópica da água. Desta forma, tem o potencial para proporcionar informação importante sobre os ambientes passados (CHIESSI et al., 2007; HOEFS, 2009). Uma vez que os foraminíferos planctônicos vivem em profundidades restritas, as diferenças entre os isótopos de oxigênio das espécies podem ser usadas também como ferramenta de estudo da estratificação da coluna d'água (WILLIAMS; WILLIAMS, 1980; MULITZA et al., 1997; WAELBROECK et al., 2005; CHIESSI et al., 2007).

Alterações na razão  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  são governadas por fatores ambientais. Em períodos glaciais, por exemplo, existe uma deposição preferencial de  $^{16}\text{O}$  nas geleiras continentais. Variações locais, como o regime evaporação/precipitação,

onde durante a evaporação o  $^{16}\text{O}$  é removido preferencialmente, a água superficial fica enriquecida em  $\delta^{18}\text{O}$  (Figura 5) (WEFER et al., 1999). A movimentação de massas d'água com diferentes assinaturas isotópicas (HOEFS, 2009), como por exemplo em áreas de ressurgência (BELEM et al., 2013; ALBUQUERQUE et al., 2014; VENÂNCIO et al., 2014) também são exemplos importantes que levam a variações no  $\delta^{18}\text{O}$ .



**Figura 5** - Esquema simplificado do ciclo hidrológico destacando apenas o processo que influencia na distribuição dos isótopos estáveis de oxigênio.

Fonte: <https://silentwitnesss.wordpress.com/category/oxygen-isotopes-2/> - modificado.

A composição isotópica do oxigênio medida no carbonato da carapaça é expressa pela notação por mil (‰) (WEFER et al., 1999). O oxigênio tem três isótopos estáveis:  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ . O isótopo  $^{16}\text{O}$  é o mais abundante (99,76%), enquanto  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$  compreendem respectivamente apenas 0,04% e 0,2% do oxigênio total. Para estudo de paleotemperatura é usada a razão  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Esta razão em uma amostra é expressa como  $\delta^{18}\text{O}$  da seguinte maneira:

$$\delta^{18}\text{O amostra } \text{‰} = ((^{18}\text{O}/^{16}\text{O amostra} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O padrão}) / ^{18}\text{O}/^{16}\text{O padrão}) * 10^3 \quad \text{Eq. 2}$$

O  $\delta^{18}\text{O}$  é medido em relação ao padrão VPDB (WAELEBROECK et al., 2005) e as medidas podem ser convertidas para VSMOW (*Standard Mean Ocean Water*), que é o padrão de  $\delta^{18}\text{O}$  para a água do mar ( $\delta^{18}\text{O}_w$ ) (BEMIS et al., 1998; NIEBLER et al., 1999).

Equações de calibração isotópica para reconstrução da temperatura estão pautadas na diferença entre o  $\delta^{18}\text{O}_c$  e o  $\delta^{18}\text{O}_w$  (LESSA et al., 2014), e são descritas por diversas notações, como  $(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)$  (BEMIS et al., 1998), e  $(\delta_c - \delta_w)$  (MULITZA et al., 2003), dentre outras.

Existem muitas equações para a temperatura a partir da composição da calcita. De acordo com Tedesco et al. (2007), uma das principais e também primeiras, a qual foi desenvolvida por Epstein et al. (1953) e posteriormente modificada por Craig (1965), é:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,2 * (\delta_c - \delta_w) + 0,13 * (\delta_c - \delta_w)^2 \quad \text{Eq. 3}$$

onde T é a temperatura durante a calcificação,  $\delta_c$  é a composição isotópica do oxigênio da calcita e  $\delta_w$  é a composição isotópica de oxigênio da água do mar, ambos em ‰ relativo ao padrão VPDB.

Devido a capacidade dos registros  $\delta^{18}\text{O}_c$  refletirem as mudanças no  $\delta^{18}\text{O}_w$ , calculadas através da paleotemperatura (RAVELO; HILLAIRES-MARCEL, 2007), os mesmos passaram também a ser empregados como ferramenta para o estudo da paleossalidade (MATSUZAKI, et al., 2011). As variações de salinidade e  $\delta^{18}\text{O}_w$  covariam na camada superficial do oceano porque ambos surgem a partir de um equilíbrio entre: enriquecimento devido à evaporação, esgotamento devido à precipitação e escoamento superficial, e mistura devido a advecção oceânica e difusão (WEFER et al., 1999; DELAYGUE et al., 2001; MULITZA et al., 2003; HOEFS, 2009; RAVELO; HILLAIRES-MARCEL, 2007). Vale ressaltar que a variação de  $\delta^{18}\text{O}$  no oceano é mais complicada que da salinidade devido ao fracionamento adicional na atmosfera e outros processos, tais como a formação de gelo no mar, os quais afetam  $\delta^{18}\text{O}$  e a salinidade de formas diferentes. Estas complicações adicionais resultam em limitação da correlação do  $\delta^{18}\text{O}$  com salinidade a caráter apenas regional (LEGRANDE; SCHMIDT, 2006). De acordo com Rohling e Cooke (1999), alguns trabalhos questionam o potencial de cálculo da paleossalidade a partir do  $\delta^{18}\text{O}_w$ , pois misturas de massas de água e processos advectivos, por exemplo, parecem complicar a interpretação de registros.

### 3.2.2 Uso do $\delta^{13}\text{C}$ na reconstrução da paleoprodutividade marinha

Foraminíferos planctônicos foram os primeiros organismos usados para a reconstrução da composição isotópica do carbono em estudos paleoceanográficos. Isto se deve ao fato de utilizarem o carbono dissolvido para construir suas carapaças de carbonato de cálcio (MULITZA et al., 1999). O sinal de  $\delta^{13}\text{C}$  registrado nas carapaças reflete flutuações passadas na produtividade marinha e também na razão isotópica das massas d'água (SARNTHEIN, 1990; MORTLOCK et al., 1991; SCHNEIDER et al., 1994; MULITZA et al., 1999; CHIESSI et al., 2007). De acordo com Ravelo e Hillaire-Marcel (2007) e Katz et al. (2010), os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  são primeiramente uma função do carbono inorgânico dissolvido (CID), que por sua vez vem a ser a soma das três formas de íons carbonato presentes no oceano ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$  e  $\text{CO}_3^{2-}$ ).

A produção primária de matéria orgânica pelo fitoplâncton na zona fótica e sua subsequente oxidação em águas mais profundas controlam a distribuição do  $\delta^{13}\text{C}$  nos oceanos (BROECKER, 1982; DUDLEY; NELSON, 1988). Assim, o sinal de  $\delta^{13}\text{C}$  a partir da zona fótica seria a chave para a interpretação das variações do teor de  $^{13}\text{C}$  dos oceanos no passado. Logo, o mesmo pode ser usado para indicar os períodos de elevada e baixa produtividade marinha (DUDLEY; NELSON, 1988).

Organismos produtores usam preferencialmente o  $^{12}\text{C}$  na produção de matéria orgânica, o que provoca seu empobrecimento em  $^{13}\text{C}$  e enriquecimento do  $^{13}\text{C}$  na água. Com o aumento da profundidade e consequente remineralização da matéria orgânica, o  $^{13}\text{C}$  volta a ficar empobrecido. Este processo ocorre devido à matéria orgânica rica em  $^{12}\text{C}$  sedimentar, fazendo com que o  $\delta^{13}\text{C}$  do CID seja alto na superfície e baixo no fundo (KATZ et al., 2010). A resposta do  $\delta^{13}\text{C}$  no CID, registrado nas carapaças, e na matéria orgânica, são opostas (THUNELL; SAUTER, 1992; MULITZA et al., 1999; SPERO et al., 2003; LESSA, 2013).

Existem três diferentes isótopos de carbono:  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$ .  $^{12}\text{C}$  é o mais abundante, enquanto que o  $^{13}\text{C}$  e o  $^{14}\text{C}$  correspondem a 1% e  $10^{-10}$  % do total, respectivamente. Devido à diferença de peso atômico, o fracionamento durante a transferência geoquímica do carbono produz variações na distribuição de seus

isótopos (MULITZA et al., 1999). A razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  do carbono, a qual é usada em estudos de paleoprodutividade, é expressa pelo  $\delta^{13}\text{C}$ , através da seguinte equação:

$$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰} = ((^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{amostra}} - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{padrão}}) / ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{padrão}}) * 10^3 \quad \text{Eq. 4}$$

Amostras de carbonato são medidas em relação ao padrão VPDB também para o carbono, à exemplo do oxigênio (RAVELO; HILLAIRES-MARCEL, 2007).

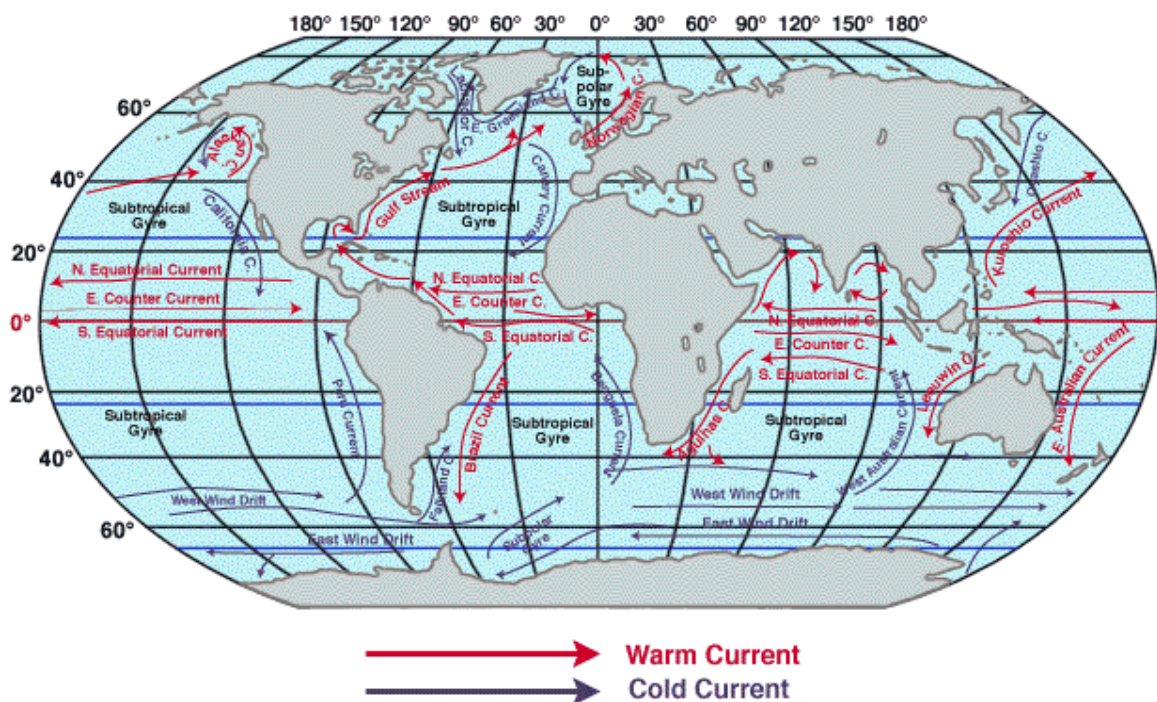
A complexidade do sinal isotópico do carbono nas carapaças de foraminíferos é de difícil compreensão, pois é governado por efeitos vitais, e depende do desenvolvimento de cada espécie e da profundidade do seu habitat (STEENS et al., 1992; NAIDU; NIITSUMA, 2004). Algas que realizam simbiose com algumas espécies de foraminíferos, como já citado anteriormente, utilizam preferencialmente o  $^{12}\text{C}$  na fotossíntese, contribuindo para enriquecer a carapaça em  $^{13}\text{C}$ , provocando desvios no sinal do  $\delta^{13}\text{C}$  (RAVELO; HILLEIRE-MARCEL, 2007; KATZ et al., 2010). Schineider et al. (1994) e Birch et al. (2013) destacam em seu trabalho que a abordagem por fração de tamanho pode ser importante para evitar grandes distorções relacionadas ao  $\delta^{13}\text{C}$ . Demais fatores que provocam desvios são resultantes da respiração, fotossíntese dentre outros.

Vários estudos têm mostrado que com cuidadosa consideração de diferenças entre espécies e do desenvolvimento das mesmas, os efeitos vitais e fatores de alteração como a química da água do mar podem ser minimizados (KROON; GANSEN, 1989; KROON; DARLING, 1995; FAUL et al., 2000; SPERO et al., 2003; LONČARIĆ et al., 2006; BIRCH et al., 2013). Se ignorados, estes podem alterar significativamente as reconstruções de composição isotópica do carbono nos estudos paleoceanográficos.

## 4 ÁREA DE ESTUDO

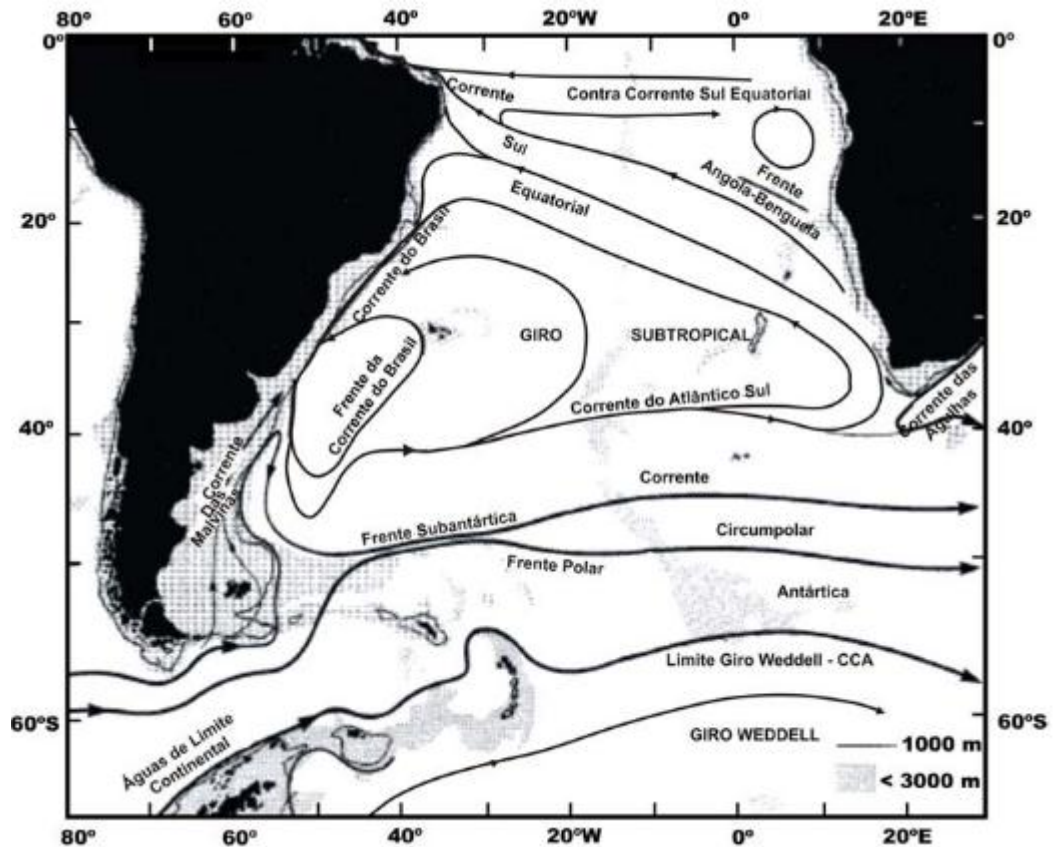
### 4.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS

Existem seis grandes circuitos de correntes no oceano global, dois no Hemisfério Norte e quatro no Sul (GARISSON, 2010). A figura 6 apresenta simplificada as principais correntes superficiais do oceano global e suas direções. A circulação oceânica do Atlântico Sul possui dois processos mais intimamente ligados à região da costa brasileira, a bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE) em Corrente Norte do Brasil (CNB) e Corrente do Brasil (CB), e a própria CB fluindo ao longo da costa no sentido sul, compondo parte do Giro Subtropical do Atlântico Sul (Figura 7) (PETERSON; STRAMMA, 1991; SILVEIRA et al., 2000; CAMPOS et al., 2000; DA ROCHA, et al., 2006).



**Figura 6** - Principais correntes superficiais do oceano global.

Fonte: <http://www.oceanografia-ufsc.blogspot.com.br/ocean%20currents.gif>. Acesso em: 18 set. 2014.



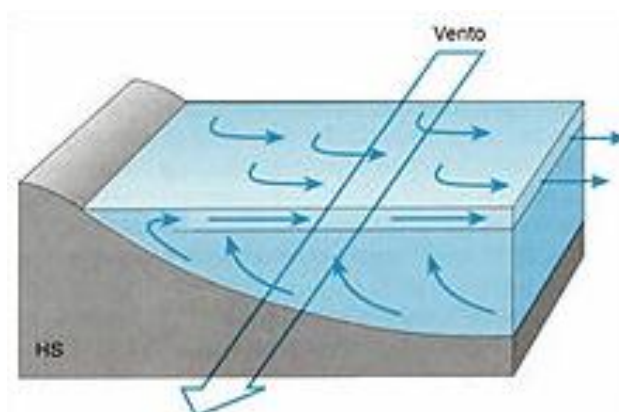
**Figura 7** - Representação da circulação do Atlântico Sul contendo o Giro Subtropical do Atlântico Sul e formação da CB através da bifurcação da CSE.

Fonte: CIRANO et al., 2006 modificado de PETERSON; STRAMMA, 1991.

A parte da plataforma continental brasileira localizada entre Cabo Frio (23° S) e Cabo de Santa Marta (28°40'S) é ampla e apresenta a CB como corrente de contorno oeste. (LODER et al., 1998; CASTRO, 2013). A CB está associada ao giro subtropical do Atlântico Sul (SILVEIRA et al., 2000). É uma corrente rasa em sua área de formação, entre 10 e 15°S (CHIESSI et al., 2013), a região de bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE), tornando-se mais espessa em sua passagem pela costa brasileira. Em 15°S ela se afasta da costa devido ao alargamento da plataforma continental. Apesar de a maioria das correntes de contorno oeste ser caracterizada por fluxos intensos, a CB é considerada fraca se comparada à sua análoga, a Corrente do Golfo. Parte do transporte efetuado por essa corrente ocorre na região da quebra de plataforma (SILVEIRA et al., 2000). A temperatura superficial da CB varia entre 25 e 27°C durante o verão e 22 a 24°C durante o inverno, e sua salinidade varia entre 36,0 e 37,0 (CASTRO; MIRANDA, 1998; RODRIGUES; LORENZITTI, 2001).



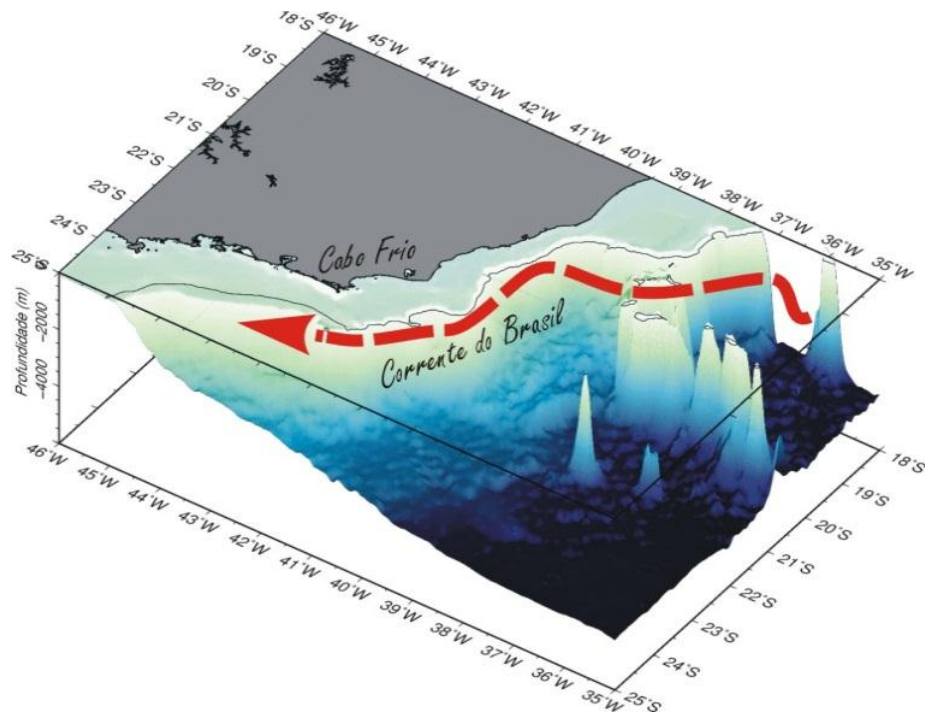
Ressurgência costeira é o nome dado a um processo oceanográfico que acontece em algumas regiões marinhas costeiras. Estas são áreas distintas do oceano onde ocorre o afloramento de águas profundas, frias e ricas em nutrientes. Quando chegam na superfície essas águas tomam o lugar das superficiais, geralmente quentes, devido ao afastamento delas provocado principalmente pelo vento (PINET, 1992; THURMAN; THRUJILLO, 2004; SVERDRUP; ARMBRUST, 2009) (Figura 9). Esse processo acontece quando o atrito com o vento faz com que a água comece a se mover. O efeito de Coriolis deflete a água (para a esquerda no Hemisfério Sul), e o transporte de Ekman resultante move a água em direção ao largo (THURMAN; THRUJILLO, 2004). Assim, a água superficial que foi movida é substituída por água que ascende junto à costa (GARISSON, 2010).



**Figura 8** - Esquema ilustrando o fenômeno de ressurgência costeira.  
Fonte: <http://ekmanbrasil.com.br/site/a-ekman/>. Acesso em: 25 set. 2014.

O Sistema de Ressurgência de Cabo Frio (SRCF), o qual sofre influência direta da frente interna da CB, contém uma característica que lhe confere particularidade. Ele é o único de margem continental sudeste no qual ocorre súbita mudança de orientação na linha de costa, que passa de norte - sul para leste - oeste, na latitude de Cabo Frio. A configuração geomorfológica da plataforma continental segue esta mesma mudança de orientação (Figura 8) (CAMPOS et al., 2000; RODRIGUEZ; LORENZETI, 2001; MAHIQUES et al., 2005; BELÉM et al., 2013; ALBUQUERQUE et al., 2014). A ressurgência ocorre na parte interna da plataforma continental com a chegada à superfície da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) (CASTRO, 1996; CAMPOS et al., 2000; ALBUQUERQUE et al., 2014; CERDA; CASTRO, 2013).





**Figura 9** - Região de Cabo Frio (Costa SE Brasileira): Mudança de orientação da costa e da plataforma; Corrente do Brasil.

Fonte: PROJETO RESSURGÊNCIA, 2014.

## 4.2 DINÂMICA OCEANOGRÁFICA REGIONAL E O SISTEMA DE RESSURGÊNCIA DE CABO FRIO

A Plataforma Continental de Cabo Frio está localizada no Estado do Rio de Janeiro (23° latitude S e 42° longitude W). Nesta região a plataforma tem aproximadamente 100 km de extensão, com profundidade variando entre 50 e 140 metros, aproximadamente. É nesta localidade que a linha de costa brasileira sofre a mudança de direção (VALENTIN, 1984; MAHIQUES et al., 2005).

Na plataforma continental de Cabo Frio, a frente interna da CB é a principal responsável pelos processos de sedimentação na porção mais externa. Já na região mais interna este papel cabe à circulação forçada pelo vento (MAHIQUES et al., 2005). Esta região corresponde à parte sul da Bacia de Campos. A mesma possui expressiva fácies sedimentar de lama com espessura média de 5 m, chegando a 20 m em alguns locais próximos à costa (MAHIQUES et al., 2002).

A CB transporta a Água Tropical (AT) quente e pobre em nutrientes e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) fria e rica em nutrientes, e a região ainda conta com

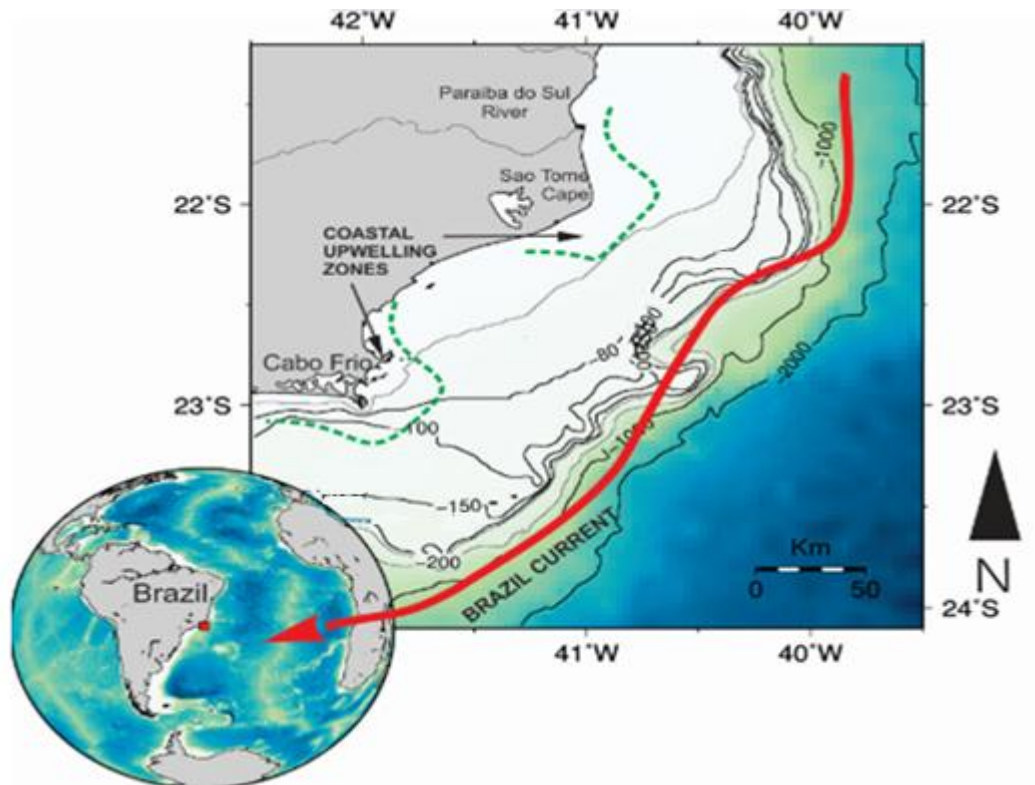
a presença da Água Costeira (AC) que sofre influência de aporte continental (CASTRO; MIRANDA, 1998; SILVEIRA et al., 2000; MAHIQUES et al., 2002; CALADO et al., 2010; CERDA; CASTRO 2013; CHIESSI et al., 2013).

A Água Tropical (AT) é uma massa de água quente (temperatura sempre próxima ou acima de 20°C) e de alta salinidade (acima de 36) em virtude da elevada taxa de evaporação. Ela se encontra na superfície da região tropical do Atlântico Sul, na borda da plataforma continental (CASTRO; MIRANDA, 1998; SILVEIRA et al., 2000; CHIESSI, et al., 2013; LESSA, et al., 2014).

A Água Central do Atlântico Sul (ACAS) é uma massa de água produtiva encontrada na região da picnoclina (SILVEIRA et al., 2000). Sua temperatura varia entre 6 e 20°C e sua salinidade está entre 34,6 e 36 (CASTRO; MIRANDA, 1998; SILVEIRA et al., 2000; CASTRO, 2013 CHIESSI et al., 2013). Esta massa de água flui abaixo da AT (CASTRO, 2013; CHIESSI et al., 2013). A sazonalidade da ressurgência em Cabo Frio está relacionada com a migração da ACAS (FRANCHITO et al., 2008), pois é o sinal da mesma na superfície que caracteriza a ocorrência do fenômeno (CALADO et al., 2010).

Proveniente da mistura entre água oceânica (AT+ACAS) e água continental, a massa de água conhecida como Água Costeira (AC) (CASTRO; MIRANDA, 1998). Será definida neste estudo como Água Subtropical de Plataforma (ASP), como feito por Piola et al. (2000) e Venâncio et al. (2014). Ela flui acima dos 30 metros de profundidade estando restrita à plataforma interna. Esta massa d'água resulta da mistura entre AT e ACAS, apresentando temperatura média próxima a 23°C e salinidade de aproximadamente 35,5, estando presente principalmente na plataforma interna (PIOLA et al., 2000; PEREIRA et al., 2009; VENÂNCIO et al., 2014).

No litoral de Cabo Frio e também Cabo de São Tomé, os eventos de ressurgência são muito comuns (Figura 10). Nesta região a ACAS atinge a superfície, fria e rica em nutrientes (ALBUQUERQUE et al, 2014), que ocorre o fenômeno, tornando a coluna d'água mais produtiva e com temperaturas mais baixas próxima à costa. A região apresenta uma clássica combinação de circulação de contorno ocidental com mecanismos de afloramento comuns em correntes de contorno orientais (BELÉM, 2013).



**Figura 8** - Regiões de ocorrência da ressurgência costeira em Cabo Frio e Cabo de São Tomé, e contorno da CB na borda da plataforma.

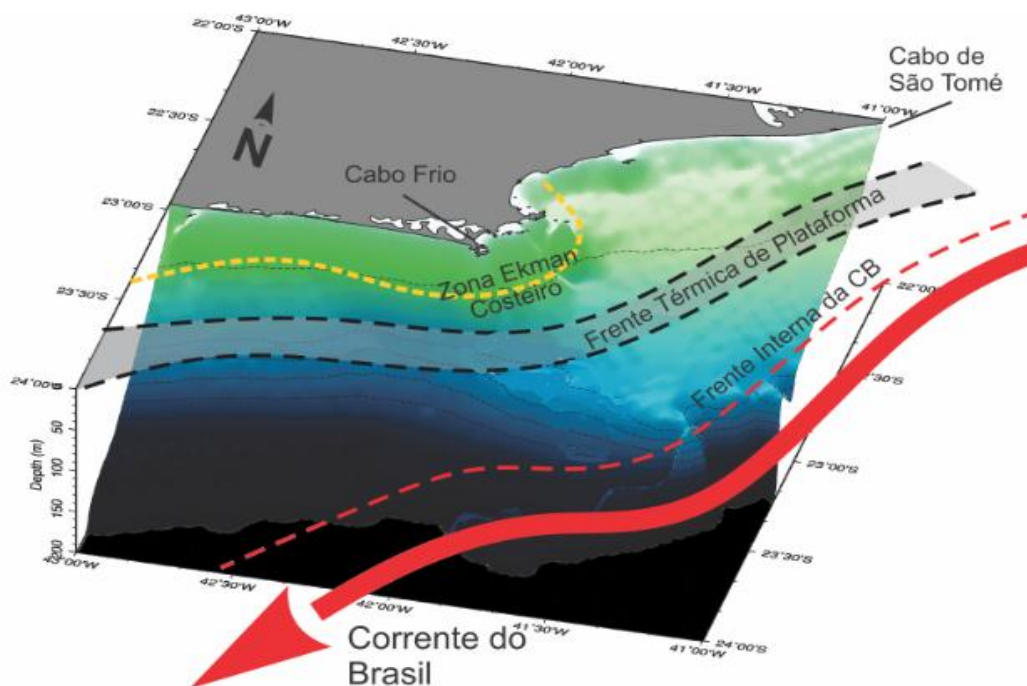
Fonte: Modificado de PROJETO RESSURGÊNCIA 2014.

O Sistema de Ressurgência de Cabo Frio (SRCF) é uma das regiões de ressurgência de borda oeste que tem recebido grande atenção na última década (BELEM et al., 2013). Este evento ocorre principalmente na primavera-verão (CASTRO; MIRANDA, 1998; FRANCHITO et al., 2008). De acordo com Albuquerque et al. (2014), Cordeiro et al. (2014) e Venâncio et al. (2014), o SRCF corresponde a um sistema em mosaico que acopla em interações sinérgicas 3 diferentes compartimentos, os quais se diferenciam pelo processo dominante em cada um deles (Figura 11).

O primeiro compartimento é a região do Ekman costeiro, que engloba a porção mais costeira (0- ~50 metros de profundidade) do SRCF. Neste a ação dos ventos de direção nordeste paralelos à costa favorecem o deslocamento das águas superficiais (AT+ASP) e o afloramento da ACAS à superfície, num processo típico de ressurgência costeira (RODRIGUES; LORENZZETTI, 2001; FRANCHITO et al., 2008; ALBUQUERQUE et al., 2014). O segundo compartimento é a região da plataforma média, compartimento este que é representado pela porção onde

dominam os efeitos da ação divergente dos ventos (CASTELAO; BARTH, 2006; CASTELAO, 2012), da frente térmica de plataforma e de eventuais vórtices e meandros sobre a plataforma produzidos pelos efeitos das instabilidades da CB (CAMPOS et al., 2000; CALADO et al., 2006; CALADO et al., 2010). O terceiro compartimento é a região da borda da plataforma, a qual engloba a porção onde os mecanismos dominantes refletem uma dinâmica de meso-escala ligada diretamente às instabilidades da CB (ALBUQUERQUE et al., 2014).

Embora o afloramento da ACAS à superfície produzindo a ressurgência costeira em sua definição *sensu stricto* ocorra apenas na região do Ekman costeiro, os demais compartimentos são marcados por constantes intrusões da ACAS na zona fótica. Este comportamento não se encaixa na definição adotada de ressurgência, entretanto produz importantes efeitos sobre a produtividade e os processos biogeoquímicos (BELEM et al., 2013; ALBUQUERQUE et al., 2014).



**Figura 9** - Compartimentos teóricos de divisão do SRCF com os principais processos dominantes. Fonte: Modificado de PROJETO RESSURGÊNCIA 2014.

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1 COLETA DE AMOSTRAS

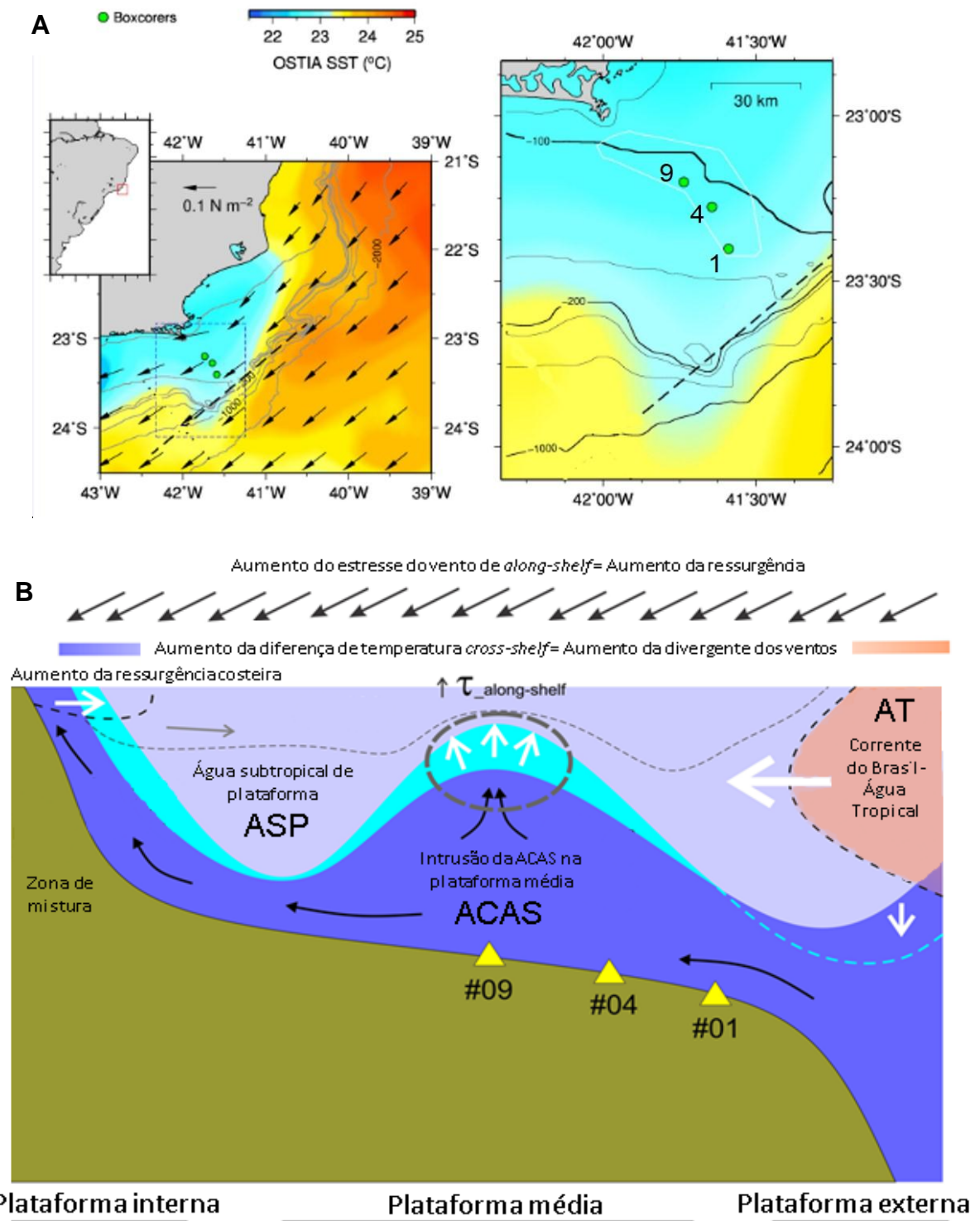
A amostragem realizada pelo Projeto Ressurgência, ocorreu no período de 24 de abril a 3 de maio de 2010. A operação foi feita a bordo do Navio de Aviso de Pesquisa Oceanográfica Diadorim, do Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira – IEAPM/Marinha do Brasil. Nesta oportunidade foram coletados 13 testemunhos do tipo Box-core (Figura 12) medindo 30X30X30cm, dos quais três deles foram usados para retirada de material para este trabalho.



**Figura 10** - Coletor tipo Box-core utilizado para amostragem de sedimentos na plataforma continental de Cabo Frio.

Os três box-cores utilizados foram coletados em transeção em relação à costa (Figura 13 A e B) na região da plataforma continental de Cabo Frio (RJ). Suas posições detalhadas estão listadas na tabela 1. Os testemunhos provenientes destes box-cores foram extrudidos em laboratório, fatiados a cada 1,0 cm e armazenados em um contêiner refrigerado a aproximadamente 4 °C.





**Figura 11** - A: Localização dos pontos de coleta no banco lamoso da área de estudo. As setas representam a direção do vento ao longo da plataforma. B: Sessão esquemática da área de estudo dividida em: Plataforma interna, Plataforma média e, Plataforma externa; e os processos oceanográficos dominantes em cada uma das partes. As setas acima da figura representam o vento ao longo da plataforma. Dentro da figura as setas brancas, cinzas e pretas representam as movimentações das três massas d'água. Os triângulos amarelos numerados representam os pontos de coleta dos testemunhos.

Fonte: Modificado de PROJETO RESSURGÊNCIA 2014.

**Tabela 1 - Localização das estações de coleta ao longo da área de estudo**

<b>Box-core</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>	<b>Profundidade</b>	<b>Comprimento do perfil recuperado.</b>
<b>BCCF10 – 01</b>	-23°40' 38''	41°59'01''	142 m	15,5 cm
<b>BCCF10 – 04</b>	-23°27'64''	41°64'98''	120 m	21,5 cm
<b>BCCF10 – 09</b>	-23°20'13''	41°73'63''	117 m	17,5 cm

Fonte: PROJETO RESSURGÊNCIA, 2010.

## 5.2 DATAÇÃO E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

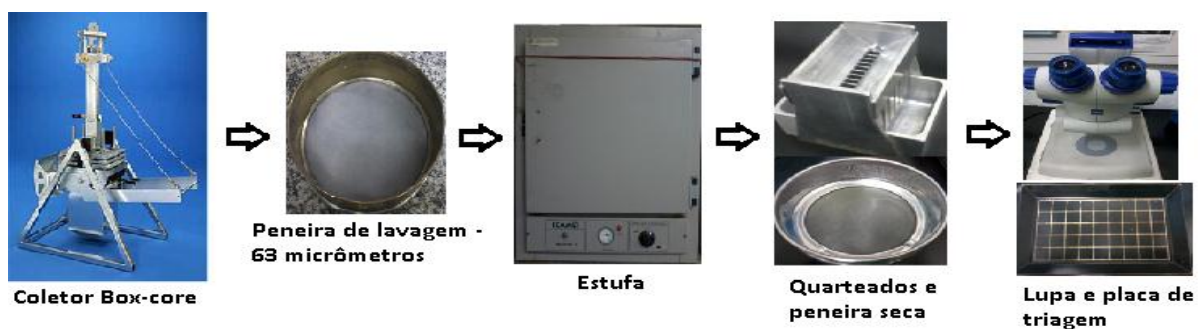
Toda a metodologia para datação e determinação das taxas de sedimentação dos testemunhos, as quais foram previamente determinadas através do  $^{210}\text{Pb}$ , foi descrita e executada por Sanders et al. (2014) da seguinte forma: A análise de  $^{210}\text{Pb}$  foi realizada por subamostragem dos testemunhos em fatias de 1 cm que foram lacradas em placas de Petri. Estas foram então armazenadas por três semanas com a finalidade de estabelecer equilíbrio secular entre o  $^{226}\text{Ra}$  e seus filhos  $^{214}\text{Pb}$  e  $^{214}\text{Bi}$ . Foram utilizadas medidas de espectrometria gama com detector semiplanar de germânio com 40% de eficiência, acoplado a um analisador multicanais. A atividade de  $^{210}\text{Pb}$  foi determinada por medidas diretas do fotóptico de 46,5 KeV. A atividade de  $^{226}\text{Ra}$  foi obtida através da média dos picos de  $^{214}\text{Pb}$  e  $^{214}\text{Bi}$ . O excesso de atividade de  $^{210}\text{Pb}$  foi calculado subtraindo a atividade do  $^{226}\text{Ra}$  da atividade total do  $^{210}\text{Pb}$ . As amostras foram contadas por pelo menos 86.000s em cilindros geométricos idênticos. As taxas de sedimentação foram obtidas pelo método de “Concentração Inicial Constante” descrito por Appleby e Oldfield (1992). Visto que o limite de tempo para datação com  $^{210}\text{Pb}$  é de 100 anos, para obter os valores de idades além deste período de tempo os dados foram extrapolados.

## 5.3 ANÁLISE MICROPALAEONTOLÓGICA

Para a análise das assembleias dos foraminíferos planctônicos, 10 cm<sup>3</sup> de sedimento úmido de cada centímetro do testemunho foram lavadas em peneiras com malha de 63 µm. Após esse procedimento as mesmas foram transferidas para placas de Petri e secadas na estufa a 50°C por aproximadamente 24h. Estes procedimentos foram realizados no Laboratório de Oceanografia Operacional e

Paleoceanografia (LOOP), no Departamento de Geoquímica da Universidade Federal Fluminense.

Após o procedimento de lavagem deu-se início a triagem. Nesta fase as amostras, já secas, foram quarteadas em frações de  $\frac{1}{2}$ ,  $\frac{1}{4}$ ,  $\frac{1}{8}$  e  $\frac{1}{16}$  do volume inicial seco. Depois do quarteamento as frações usadas foram peneiradas em peneira com malha de 125  $\mu\text{m}$  com a finalidade de fazer levantamento da assembleia. O número de quarteamentos usados em cada amostra variou de acordo com a necessidade para poder atingir um mínimo de 300 carapaças contadas. O cálculo do número total de indivíduos da amostra foi feito extrapolando os valores obtidos da fração que foi quarteada e triada. Por fim, as amostras foram colocadas homogeneamente em bandejas de triagem, e os foraminíferos coletados manualmente com um pincel sob estereomicroscópio e identificados a nível específico (KENNETT; SRINAVASAM, 1983; LOEBLICH; TAPPAN, 1988; AL-SABOUNI et al., 2007 (Figura 14).



**Figura 12** - Sequência de equipamentos utilizados para obtenção da fauna utilizada no estudo.

As carapaças triadas foram armazenadas em células porta-foraminíferos para posterior identificação, a qual foi feita utilizando o mesmo equipamento e seguindo nomenclatura proposta por Bé (1977) e Loeblich e Tappan (1988). A espécie *G. ruber* foi separada nos morfotipos rosa e branca, e a espécie *G. sacculifer* entre com e sem saco. Toda a parte de triagem e identificação foi realizada no laboratório de Videomicroscopia e Microscopia, localizado no Departamento de Geoquímica da Universidade Federal Fluminense.



#### 5.4 ANÁLISE DE DADOS FAUNÍSTICOS MICROPALAEONTOLÓGICOS

Para o cálculo da abundância absoluta dos foraminíferos, a qual foi expressa em número de indivíduos por centímetro cúbico, foi usada a seguinte fórmula:

$$AA \text{ (ind/cm}^3\text{)} = n \cdot f \cdot 1/v \quad \text{Eq. 5}$$

onde AA é a abundância absoluta, n é o número total de foraminíferos contados, f é a fração trabalhada e v é o volume do sedimento lavado.

A abundância relativa de cada espécie em relação à assembleia da amostra trabalhada foi calculada pela seguinte fórmula:

$$Pi \text{ (\%)} = 100 \cdot ni/n \quad \text{Eq. 6}$$

onde pi é a abundância relativa da espécie i, ni é número de indivíduos da espécie i e n é o número total de foraminíferos da amostra.

Foi realizada análise de agrupamento utilizando a abundância relativa das espécies para cada testemunho individualmente. Foi aplicado o método *Soma Total dos Quadrados*, do programa CONISS, utilizando o cálculo de dissimilaridade *transformação em raiz* quadrada a partir do *software* Tilia (GRIMM, 1986). O método de algoritmo utilizado agrupa as espécies em zonas estratigráficas para facilitar a descrição e correlação. Desta forma, a sequência estratigráfica é dividida em zonas se as espécies forem similares no tempo, de acordo com suas abundâncias. O dendrograma desenvolvido respeita a hierarquia da estratigrafia do testemunho.

#### 5.5 ANÁLISES ISOTÓPICAS E TEMPERATURA

Para realização das análises isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  foram separadas carapaças das espécies *Globigerinoides ruber* (rosa strictu sensu), *Neoglobobulimina dutertrei*, *Globobulimina menardii*, *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides sacculifer* (sem saco) em todos os três testemunhos trabalhados. Para a obtenção desse material foram lavados mais 10 cm<sup>3</sup> de sedimento úmido de cada centímetro do testemunho. As carapaças de *G. ruber* e *G. bulloides* utilizadas foram coletadas dentro de um intervalo de tamanho entre 250 e 350 µm a fim de evitar grandes desvios nos valores isotópicos medidos. Já as demais espécies

tiveram carapaças coletadas em tamanho igual ou maior que 250  $\mu\text{m}$  por motivo de escassez de material. Essas espécies foram escolhidas por sua utilização na literatura já ser bastante difundida em termos de análise isotópica, bem como porque são as mais representativas que estão sendo recuperadas na armadilha de sedimentação instalada na mesma região da área de estudo deste trabalho (resultados detalhados sobre as armadilhas de sedimentação estão disponíveis nos relatórios do Projeto Ressurgência).

As amostras foram analisadas no Laboratório de Isótopos Estáveis, na Universidade da Califórnia, Santa Cruz, utilizando o espectrômetro de massa da marca Thermo Scientific MAT-253, o qual tem precisão de  $\pm 0,05\text{‰}$  para  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\pm 0,08\text{‰}$  para  $\delta^{18}\text{O}$ . As amostras reagiram a 75 °C com ácido ortofosfórico (densidade = 1,92 g/cm<sup>3</sup>) para gerar dióxido de carbono e água. A água foi removida criogenicamente do CO<sub>2</sub> e os gases não-condensáveis foram bombeados para fora, antes da introdução do CO<sub>2</sub> purificado no aparelho. Os dados foram calibrados em Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) usando o padrão de calcita NBS-19. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{cc}}$  de *G. ruber* e *N. dutertrei* foram corrigidos com + 0,94 e – 0,5 ‰, respectivamente, de acordo com Spero et al. (2003).

A análise do  $\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}$  visou a determinação da variabilidade da temperatura da água do mar e o valor foi dado em ‰ de acordo com a equação 3 expressa anteriormente. A equação de paleotemperatura usada foi a de Shackleton (1974).

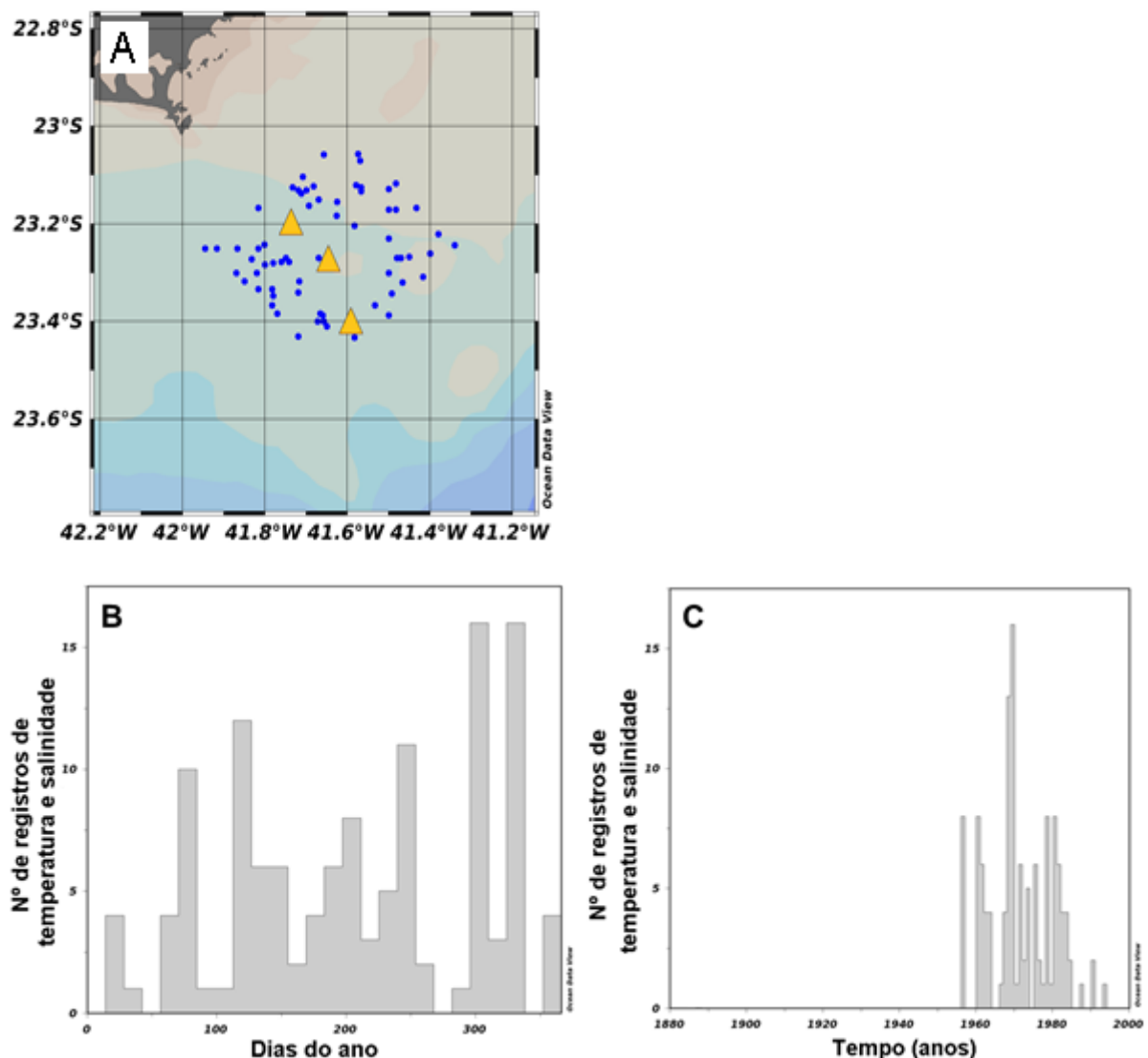
$$T = 16,9 - 4 * (\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}}) \quad \text{Eq. 7}$$

A análise da razão isotópica do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{cc}}$  visou a determinação da produtividade e foi realizada no espectrômetro de massa, com o valor dado em ‰ de acordo com a equação 5.

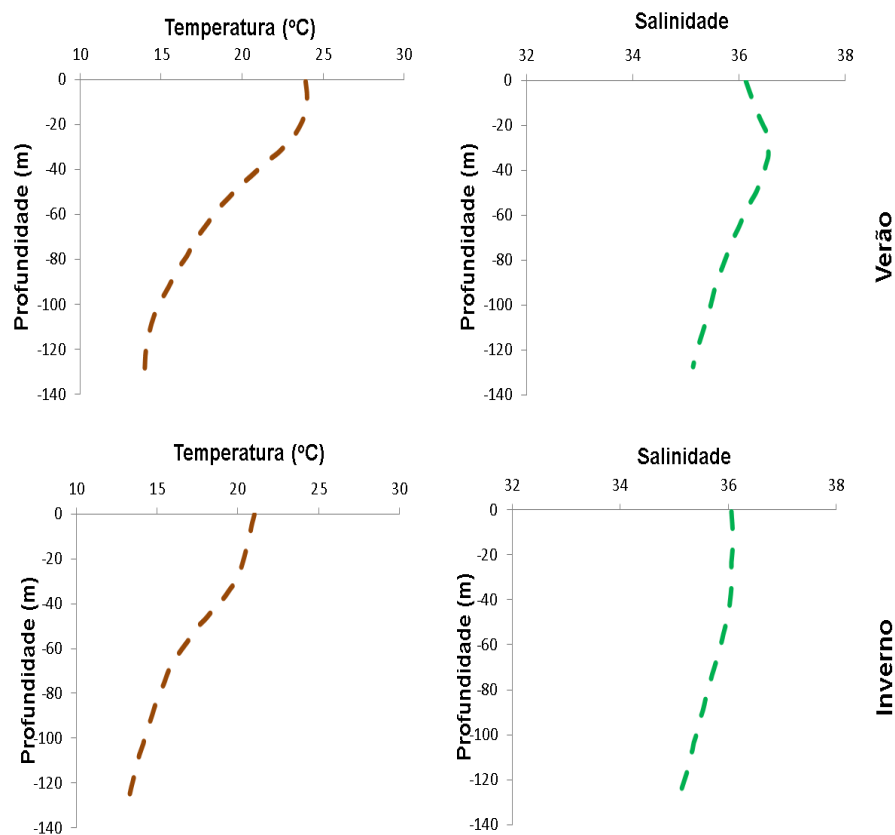
## 5.6 PROFUNDIDADE DE CALCIFICAÇÃO

As profundidades de calcificação foram obtidas confrontando os dados das temperaturas médias de calcificação calculadas para cada uma das espécies com os de perfil de temperatura reconstruído para a coluna d'água da região. Foi feita uma seleção formando uma compilação de dados oceanográficos de temperatura e

salinidade provenientes de estações oceanográficas do *National Ocean Data Center* (NODC) disponíveis em: <http://www.nodc.noaa.gov/cgi-bin/OC5/SELECT/dbextract.pl> (acesso realizado em: 10 de outubro de 2014) próximas às três estações de coleta, para verão e inverno. A partir desses dados do NODC foram traçados os perfis de temperatura e salinidade na coluna d'água da região representados na figura 16. Esta compilação é formada por medições do ano inteiro em um intervalo de aproximadamente 30 anos (Figura 15 A, B e C). Com isso, os dados foram considerados representativos do universo oceanográfico da região.

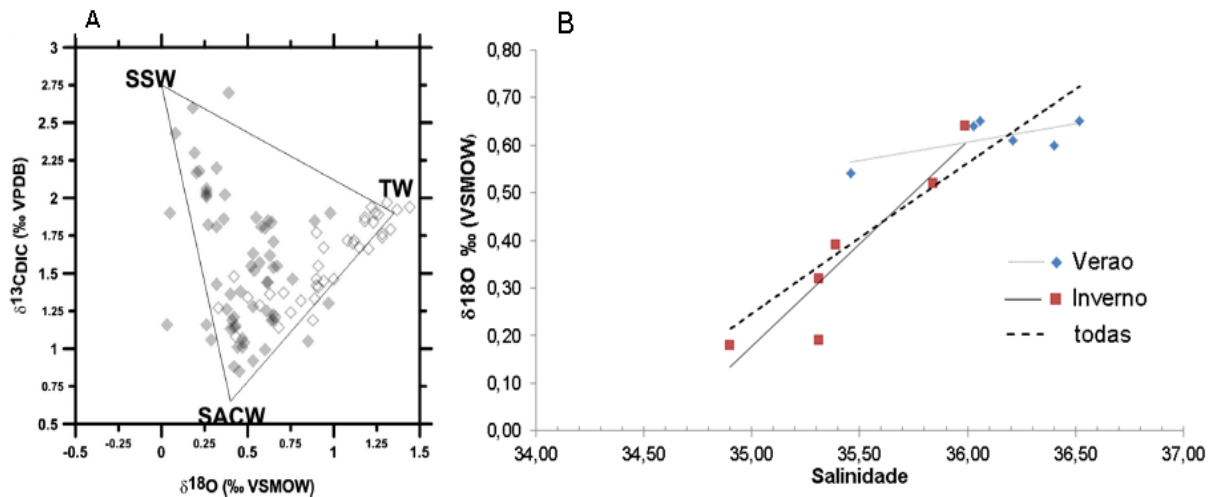


**Figura 13** - A – Localização das estações oceanográficas (pontos azuis) do NODC, de onde foram retirados os dados de temperatura e salinidade usados para traçar os perfis na coluna d'água; localização dos pontos de coleta deste estudo (triângulos amarelos); B – representação do número de registros de temperatura e salinidade realizados pelo NODC ao longo de um ano nas estações oceanográficas selecionadas; C – intervalo de anos no qual os dados de temperatura e salinidade do NODC foram acessados.



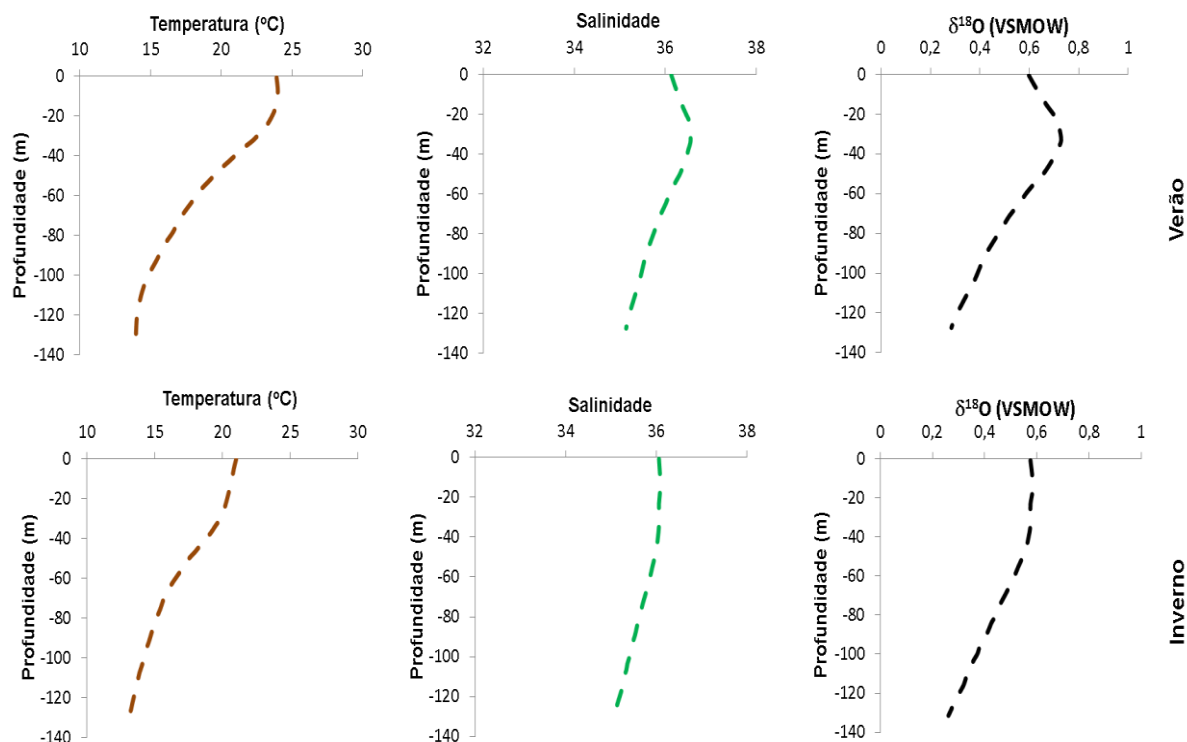
**Figura 14** - Perfis de temperatura e salinidade da coluna d'água da área de estudo obtidos pela compilação de dados dos últimos 30 anos das estações oceanográficas do NODC selecionadas, para verão e inverno. Nos gráficos de temperatura a linha laranja é a curva feita a partir da média dos dados de temperatura ao longo da coluna d'água. Nos gráficos de salinidade a linha verde é a curva feita a partir da média dos dados de salinidade ao longo da coluna d'água.

A partir dos dados de  $\delta^{18}\text{O}_w$  de Venâncio et al. (2014) foi possível observar que na região dos pontos de coleta dos testemunhos deste estudo não existe água acima de 1‰ e abaixo de 0‰ de  $\delta^{18}\text{O}$  VSMOW (Figura 17A). Esses dados de  $\delta^{18}\text{O}$  (verão + inverno) quando correlacionados com os dados de salinidade do mesmo autor permitiram a geração de uma curva de calibração  $\delta^{18}\text{O}$  X salinidade (Figura 17B) com  $R^2 = 0,7803$ .



**Figura 15** - A – Diagrama de correlação entre  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  (VENÂNCIO et al., 2014). Os losangos cinza representam os dados da correlação; B – Correlação entre  $\delta^{18}\text{O}$  e salinidade (dados obtidos a partir do trabalho de VENÂNCIO et al., 2014). Os losangos azuis representam a correlação no verão e a linha cinza é a regressão linear desses pontos. Os quadrados vermelhos representam a correlação no inverno e a linha preta é a regressão linear desses pontos. A linha preta tracejada é a curva de calibração  $\delta^{18}\text{O}$  X salinidade feita a partir da reunião dos dados de  $\delta^{18}\text{O}$  de verão e inverno correlacionados com a salinidade nas duas estações sazonais.

Com esta curva, foi possível construir o perfil de  $\delta^{18}\text{O}$  local via dados de salinidade do NODC, os quais se mostraram similares para verão e inverno, assim como os perfis de temperatura e salinidade (Figura 18). O perfil sugeriu mistura entre as três massas d'água (ACAS, AT e ASP), pois apontou para o intervalo de valores contidos dentro dos três padrões de  $\delta^{18}\text{O}$  para as massas d'água da região propostos por Venâncio et al. (2014) (0 para ASP; 1,35 para AT; 0,4 para ACAS – calibrados em VSMOW).



**Figura 16** - Perfis de temperatura, salinidade e  $\delta^{18}\text{O}$  da coluna d'água da área de estudo obtidos para a região de estudo no verão e no inverno. Nos gráficos de temperatura a linha laranja é a curva feita a partir da média dos dados de temperatura ao longo da coluna d'água. Nos gráficos de salinidade a linha verde é a curva feita a partir da média dos dados de salinidade ao longo da coluna d'água. Nos gráficos do  $\delta^{18}\text{O}$  a linha preta representa o perfil calculado a partir dos dados de salinidade do NODC através da aplicação da curva obtida via dados de Venâncio et al. (2014).

Por fim, os padrões de  $\delta^{18}\text{O}_w$  foram transformados em VPDB (subtração de 0,20‰ – BEMIS et al., 1998). Os valores mínimo, máximo e médio de  $\delta^{18}\text{O}$  de cada espécie foram aplicados na equação de Shackleton (1974) junto a cada um dos padrões, calculando assim suas temperaturas de calcificação máxima, mínima e média, respectivamente. Em posse destes valores da média da temperatura de calcificação de cada espécie utilizada na análise isotópica, os resultados foram confrontados com o perfil de temperatura da região, estimando as suas profundidades de calcificação médias.

## 5.7 GRADIENTE TÉRMICO VERTICAL SUPERFÍCIE - TERMOCLINA

A partir dos valores médios de profundidade de calcificação obtidos como descrito no item anterior, foram escolhidas as espécies que melhor representam a camada de mistura (superfície) e a região da termoclina, respectivamente. Estas profundidades médias de calcificação foram confrontadas com o perfil de  $\delta^{18}\text{O}$  reconstruído (figura 18) a fim de encontrar o intervalo de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  da água

correspondente. Os valores foram então usados na fórmula de Shackleton (1974) junto ao  $\delta^{18}\text{O}$  da calcita das espécies selecionadas obtidos pela análise isotópica para calcular as temperaturas da água nas duas camadas ao longo do tempo, da seguinte maneira:

$$\Delta T_{\text{st}} (^{\circ}\text{C}) = T_{\text{sup}} - T_{\text{ter}} \quad \text{Eq. 8}$$

onde  $T_{\text{sup}}$  é a temperatura calculada para a superfície e  $T_{\text{ter}}$  é a temperatura calculada para a região da termoclina em determinado período de tempo.

## 6 RESULTADOS

As taxas de sedimentação, bem como as idades (anos AD), foram definidas a partir do  $^{210}\text{Pb}$  para os três testemunhos utilizados nesse trabalho e baseiam-se no trabalho de Sanders et al. (2014). Estas taxas foram consideradas constantes ao longo de cada um dos testemunhos (Tabela 2).

**Tabela 2 - Resultados da datação absoluta dos testemunhos**

Box core	Taxa de sedimentação (cm/anos)	Idade Máxima (anos AD)
<b>BCCF10-01</b>	0,1	155
<b>BCCF10-04</b>	0,14	154
<b>BCCF10-09</b>	0,17	103

Fonte: SANDERS et al., 2014.

### 6.1 ASSEMBLEIA DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS

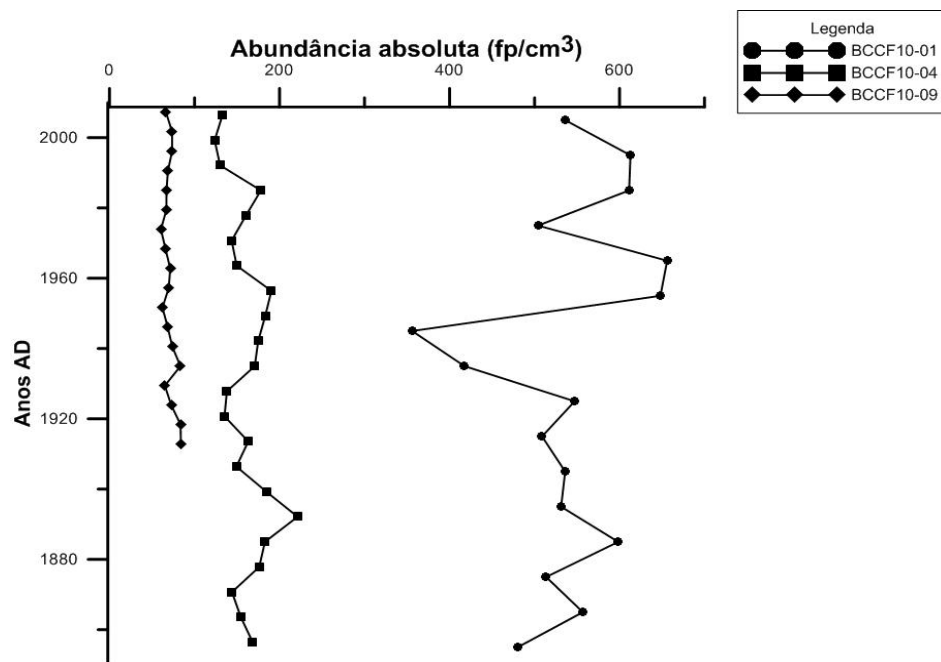
#### 6.1.1 Abundância absoluta

A abundância absoluta dos foraminíferos planctônicos mostrou variação entre os testemunhos, como também dentro de um mesmo testemunho ao longo do tempo (Figura 19). Ao todo foram encontradas 18 espécies: *Globigerinoides ruber* (branca e rosa), *Globoturborotalita rubescens*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides sacculifer* (com saco e sem saco), *Turborotalita quinqueloba*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerina calida*, *Globorotalia menardii*, *Hastigerina siphonifera*, *Globigerinoides tenellus*, *Globigerinoides conglobatus*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia tumida*, *Orbulina universa*, *Globigerina falconensis*, *Globigerina umbilicata* e *Globigerinita uvula*. Analisando o gradiente *cross-shelf* no qual as estações de coleta estão dispostos, pode-se observar claramente que conforme ocorre o afastamento da costa a abundância absoluta das espécies aumenta, sendo o testemunho BCCF10-01, o mais *offshore*, o que possui maiores valores.

Dentre os três testemunhos o BCCF10-01 foi o único a apresentar um período de oscilação abrupta nos valores de abundância absoluta, variando entre



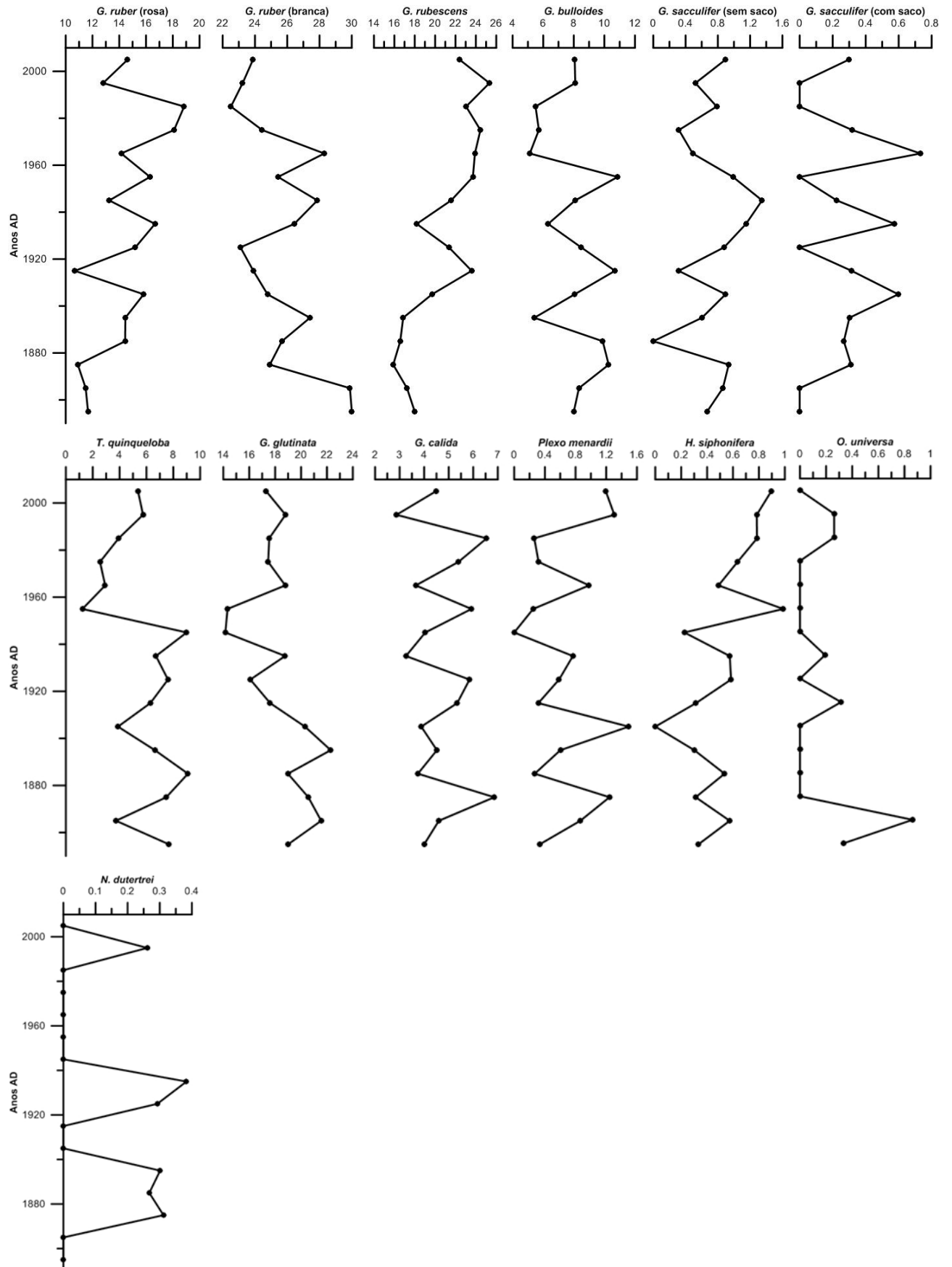
356 e 648 foraminíferos planctônicos por  $\text{cm}^3$  (FP/  $\text{cm}^3$ ) no intervalo de tempo de 1930 até 1960. Inicialmente ocorre redução dos valores entre 1930 e 1950 seguida de crescimento entre 1950 e 1960. Fora este intervalo os valores para este testemunho oscilaram entre 480 e 656 FP/ $\text{cm}^3$ . Os outros box-cores coletados, BCCF10-04 e BCCF10-09, apresentaram menores variações ao longo do testemunho, com valores variando entre 123,6 e 221,2 FP/ $\text{cm}^3$  e 60,4 e 83,8 FP/ $\text{cm}^3$ , respectivamente.



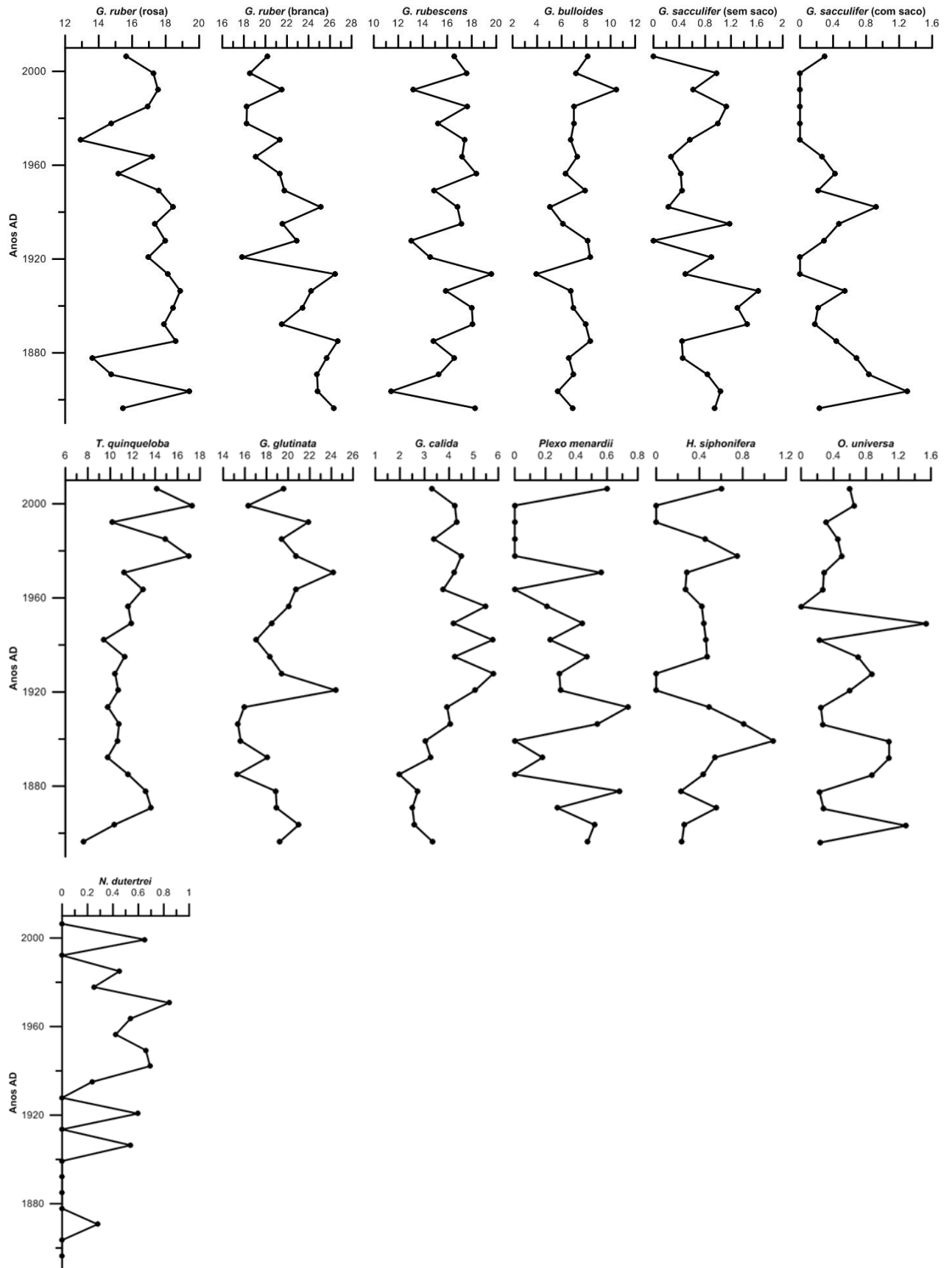
**Figura 17** - Abundância absoluta dos foraminíferos planctônicos em cada testemunho estudado ao longo dos últimos 150 anos.

### 6.1.2 Abundância relativa dos foraminíferos planctônicos nos box-cores

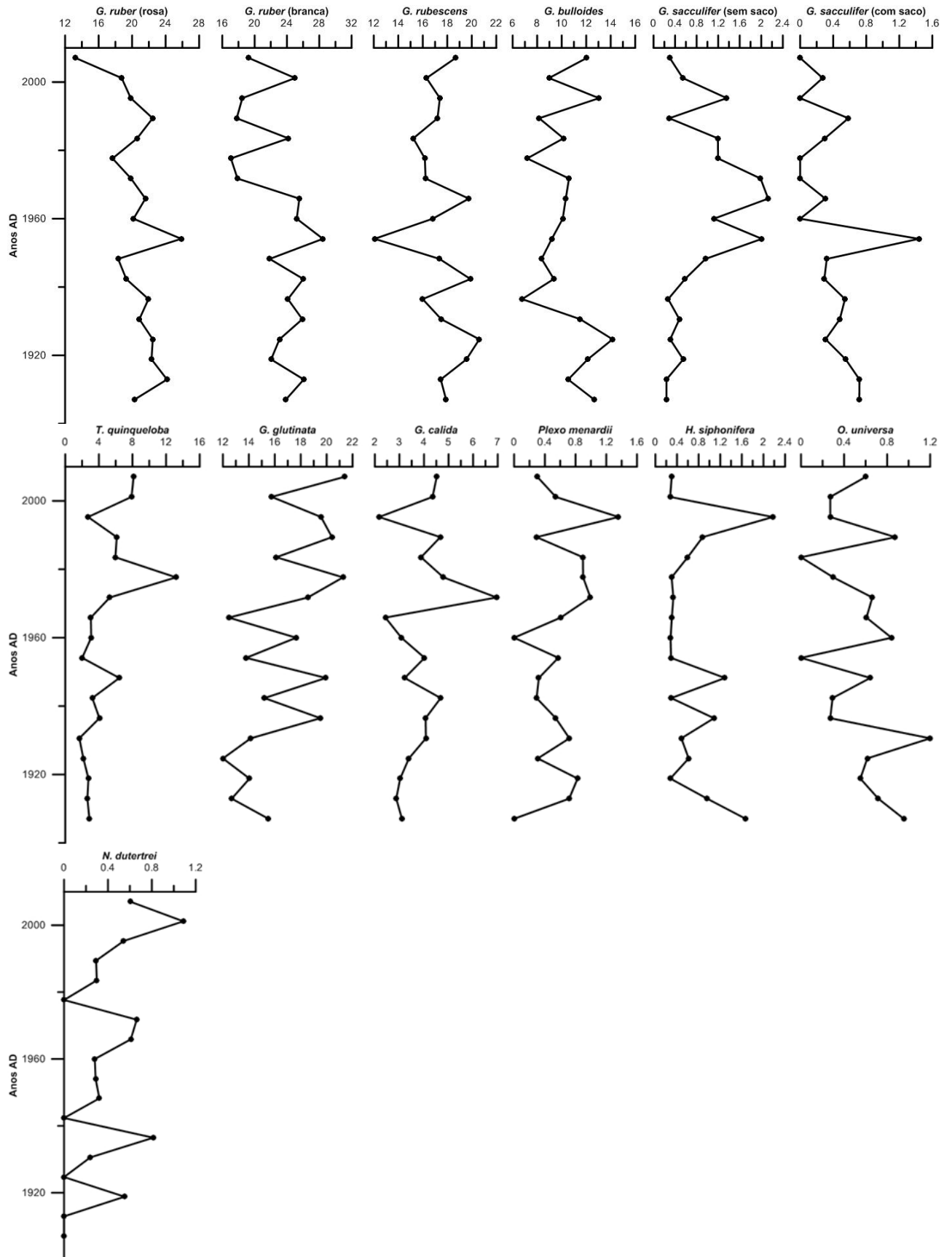
Na representação das abundâncias relativas foram selecionadas as espécies que tiveram no mínimo 1% de abundância, em pelo menos uma amostra de um dos testemunhos. Com base nesse critérios, as espécies consideradas nesse estudo serão: *G. ruber* (branca), *G. rubescens*, *G. ruber* (rosa), *G. glutinata*, *G. bulloides*, *G. calida* e *T. quinqueloba* como espécies principais, e *G. sacculifer* (com saco), *G. sacculifer* (sem saco), *G. menardii*, *N. dutertrei*, *H. siphonifera* e *O. universa* como espécies raras. As Figuras 20, 21 e 22 trazem as abundâncias relativas de todas as espécies em cada um dos três testemunhos utilizados.



**Figura 18** - Abundância relativa (FP/cm³) das espécies de foraminíferos planctônicos ao longo do testemunho BCCF10-01.



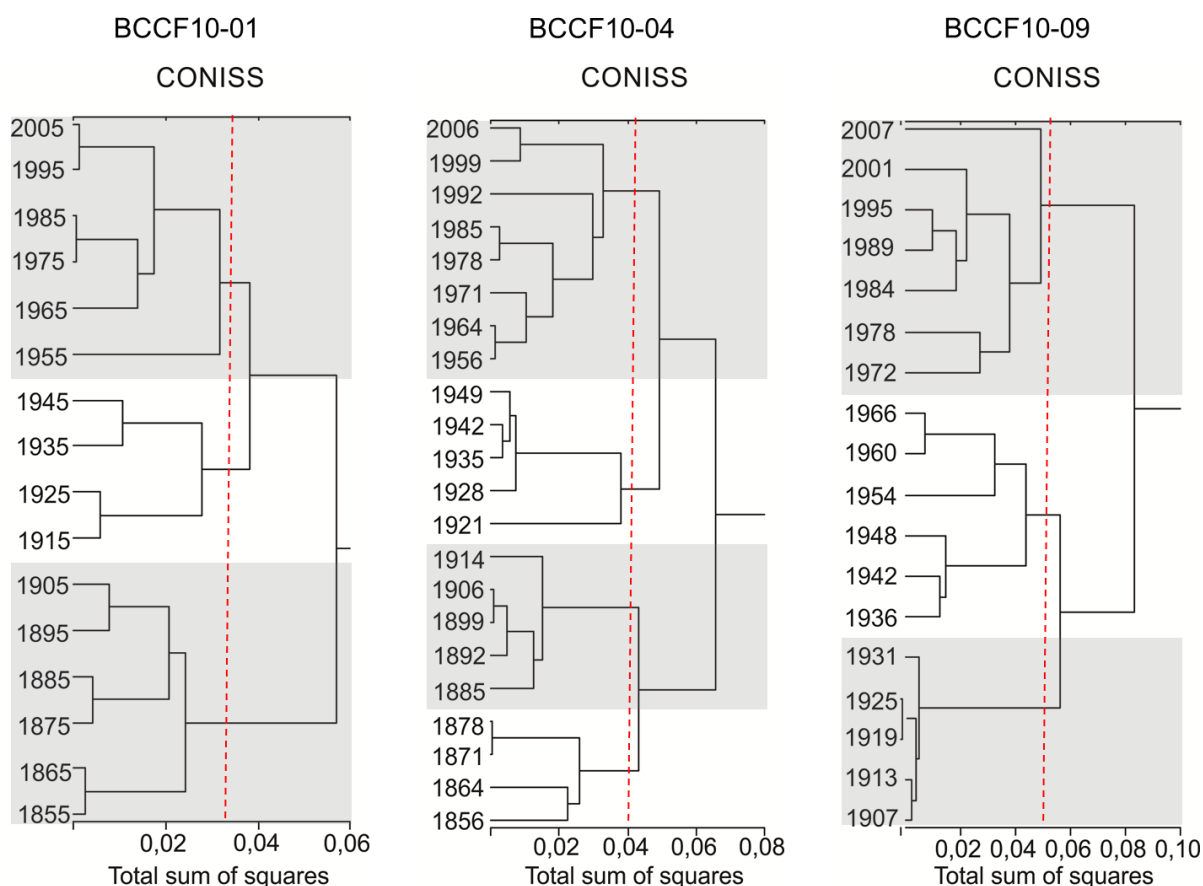
**Figura 19** - Abundância relativa (FP/cm³) das espécies de foraminíferos planctônicos ao longo do testemunho BCCF10-04.



**Figura 20** - Abundância relativa (FP/cm³) das espécies de foraminíferos planctônicos ao longo do testemunho BCCF10-09.

O agrupamento feito pela análise CONISS, realizada com dados de abundância relativa dos testemunhos estudados, mostrou um ordenamento que respeitou a ordem estratigráfica (Figura 23). A mesma possibilitou que as assembleias identificassem fases relativas às mudanças das condições oceanográficas ao longo do tempo, as quais serão discutidas adiante correlacionando as variações da composição da fauna com o comportamento das massas d'água.

O perfil BCCF10-01 foi dividido em três grupos: 1885 – 1910; 1910 – 1950; 1950 ao período recente. O perfil BCCF10-04 por sua vez foi dividido em quatro grupos: 1856 – 1880; 1880 – 1915; 1915 – 1950; 1950 ao recente. Já o perfil BCCF10-09 foi dividido em três grupos: 1907 – 1932; 1932 – 1965; 1965 ao recente (Figura 23).



**Figura 21** - Divisão das fases dos testemunhos, individualmente, de acordo com o agrupamento através do método CONISS, o qual respeita a ordem estratigráfica de cada testemunho.

## 6.2 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA ( $\delta^{18}\text{O}$ E $\delta^{13}\text{C}$ ) DOS FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS

Os dados isotópicos obtidos para as cinco espécies de foraminíferos planctônicos selecionadas, a saber: (*G. ruber* (rosa), *G. sacculifer* (sem saco), *G. bulloides*, *G. menardii* e *N. dutertrei*) estão ilustrados na Figura 24. Para  $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ , de forma geral, *G. ruber* apresentou os menores valores ao longo da série, seguida em ordem crescente por *G. sacculifer*, *G. bulloides*, *G. menardii* e *N. dutertrei*. Para  $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$  *G. ruber* apresentou os maiores valores, seguida em ordem decrescente por *G. sacculifer*, *G. menardii*, *N. dutertrei* e *G. bulloides*. Esta última espécie apresenta um padrão diferente para o sinal isotópico do carbono. Como das cinco espécies trabalhadas é a única que não possui algas simbióticas as quais tem influência direta sobre o valor de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$  (KROON; GANSEN, 1989; BEMIS et al., 2000), provavelmente este efeito vital foi o principal responsável por essa diferença. Por uma questão de melhor apresentação dos dados, os valores isotópicos de  $^{13}\text{C}$  de *G. bulloides* foram, então, apresentados de forma separada, em uma segunda parte da Figura 24.

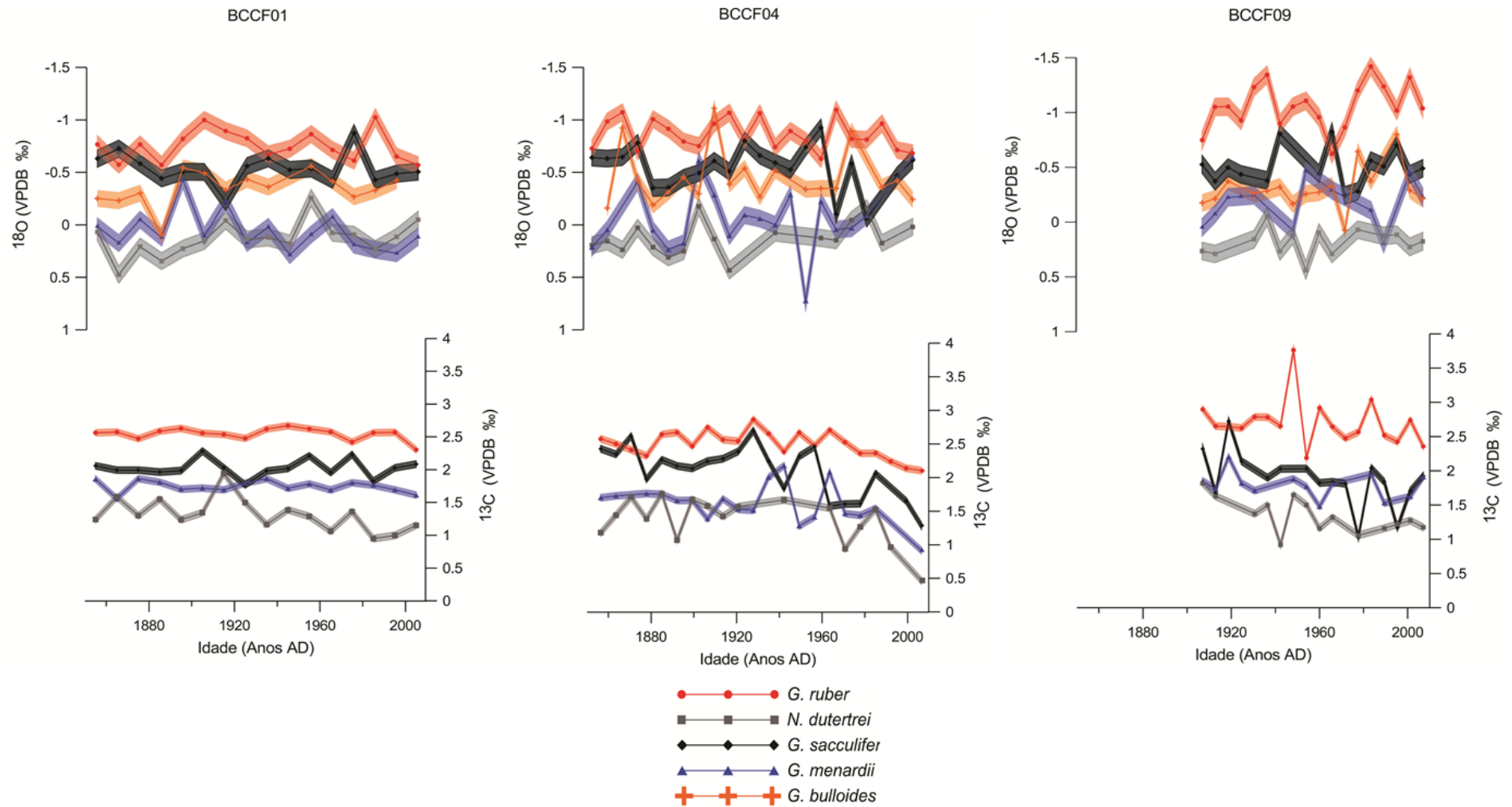
No box-core BCCF10-01, o sinal de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$  de *G. ruber* apresentou constante oscilação e valores variando de -1,02 a -0,57 ‰, enquanto que para  $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$  a oscilação foi menor, variando de 2,30 a 2,67 ‰. O  $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$  de *G. sacculifer* apresentou valores entre -0,87 e -0,22 ‰ e o  $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$  entre 1,77 e 2,28 ‰. *G. bulloides* teve seu  $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$  variando entre -0,56 e 0,09 ‰ e seu  $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$  entre -0,94 e -0,65 ‰. *G. menardii* mostrou grande variação nos valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$  de -0,43 até 0,29 ‰, enquanto o sinal  $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$  foi o que menos oscilou entre as quatro espécies, variando entre 1,61 e 1,86 ‰, com tendência quase constante. *N. dutertrei* por sua vez, apresentou valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$  oscilando entre -0,26 e 0,47 ‰, e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$  entre 0,95 e 1,94 ‰.

No box-core BCCF10-04, o sinal de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$  de *G. ruber* também apresentou oscilação, como ocorreu no testemunho BCCF10-01, com valores entre -1,10 e -0,63 ‰, enquanto o sinal  $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$  variou entre 2,09 e 2,85 ‰. *G. sacculifer* mostrou valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$  variando entre -0,92 e -0,06 ‰, e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$  variando de 1,28 a 2,69 ‰. Os valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$  de *G. bulloides* variaram de -1,11 a -0,16 ‰ e os de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$  de -1,24 a -0,26 ‰. *G. menardii* apresentou a maior oscilação entre todas as espécies e entre

os três box-cores para os valores de  $\delta^{18}\text{Oc}$ , com o sinal isotópico variando entre -0,61 e 0,72 ‰. Os valores de  $\delta^{13}\text{Cc}$  desta espécie variaram entre 0,90 e 2,17 ‰. *N. dutertrei* apresentou valores de  $\delta^{18}\text{Oc}$  entre -0,18 e 0,43 ‰, e para  $\delta^{13}\text{Cc}$  entre 0,46 e 1,75 ‰. É notório que neste box-core, a partir de aproximadamente 1970 até ao presente, os valores de  $\delta^{13}\text{Cc}$  mostraram uma forte tendência de redução. Este comportamento dos dados pode indicar maiores produtividade e volume de ACAS na região, neste intervalo de tempo.

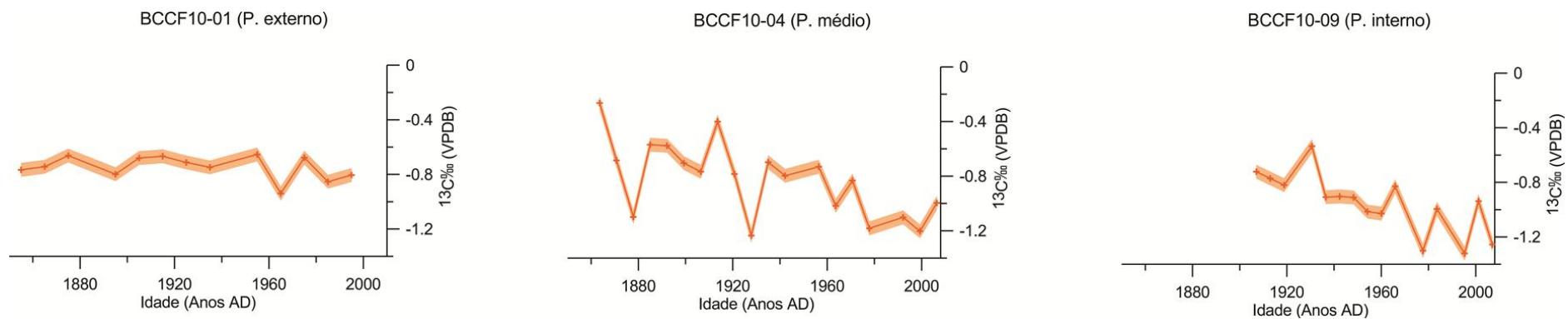
No box-core BCCF10-09, *G. ruber* apresentou valores de  $\delta^{18}\text{Oc}$  oscilando entre -1,42 e -0,62‰ e tendência geral de redução do valor em direção ao presente, enquanto os valores de  $\delta^{13}\text{Cc}$  oscilaram menos, entre 2,19 e 3,04‰, com exceção do período próximo a 1948 o qual tem um pico (3,76‰) bastante acima do padrão geral. *G. sacculifer* apresentou  $\delta^{18}\text{Oc}$  variando entre -0,82 e -0,24‰, com períodos de maior oscilação entre 1942 e 1978. Em relação ao  $\delta^{13}\text{Cc}$  os valores variaram entre 1,03 e 2,72‰. *G. bulloides* teve seu sinal de  $\delta^{18}\text{Oc}$  compreendido entre -0,8 e -0,16‰, enquanto seus valores de  $\delta^{13}\text{Cc}$  oscilaram entre -1,32 e -0,54‰. *G. menardii* apresentou valores de  $\delta^{18}\text{Oc}$  entre -0,47 e 0,20‰. Os valores de  $\delta^{13}\text{Cc}$  para esta espécie variaram de 1,48 a 2,2‰. *N. dutertrei*, por sua vez, teve  $\delta^{18}\text{Oc}$  entre -0,05 e 0,44‰ e de  $\delta^{13}\text{Cc}$  entre 0,92 e 1,82‰.

Vale ressaltar que alguns dados de  $\delta^{18}\text{Oc}$  e  $\delta^{13}\text{Cc}$  das espécies não foram gerados e assim não puderam ser apresentados na figura 24. Isto ocorreu devido a algumas amostras não terem massa suficiente para que fosse feita a leitura do sinal isotópico pelo espectrômetro de massa.



**Figura 22** - Valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  de *G. ruber* (rosa), *G. sacculifer* (sem saco), *G. menardii* e *N. dutertrei*, e  $\delta^{13}\text{C}$  de *G. bulloides* ao longo do tempo nos três testemunhos estudados na plataforma continental de Cabo Frio. As linhas escuras com os marcadores representam os valores isotópicos medidos para cada espécie nas amostras dos testemunhos. As faixas sombreadas representam os erros associados às medições isotópicas (erros da análise), sendo de  $\pm 0,08$  para  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\pm 0,05$  para  $\delta^{13}\text{C}$ .

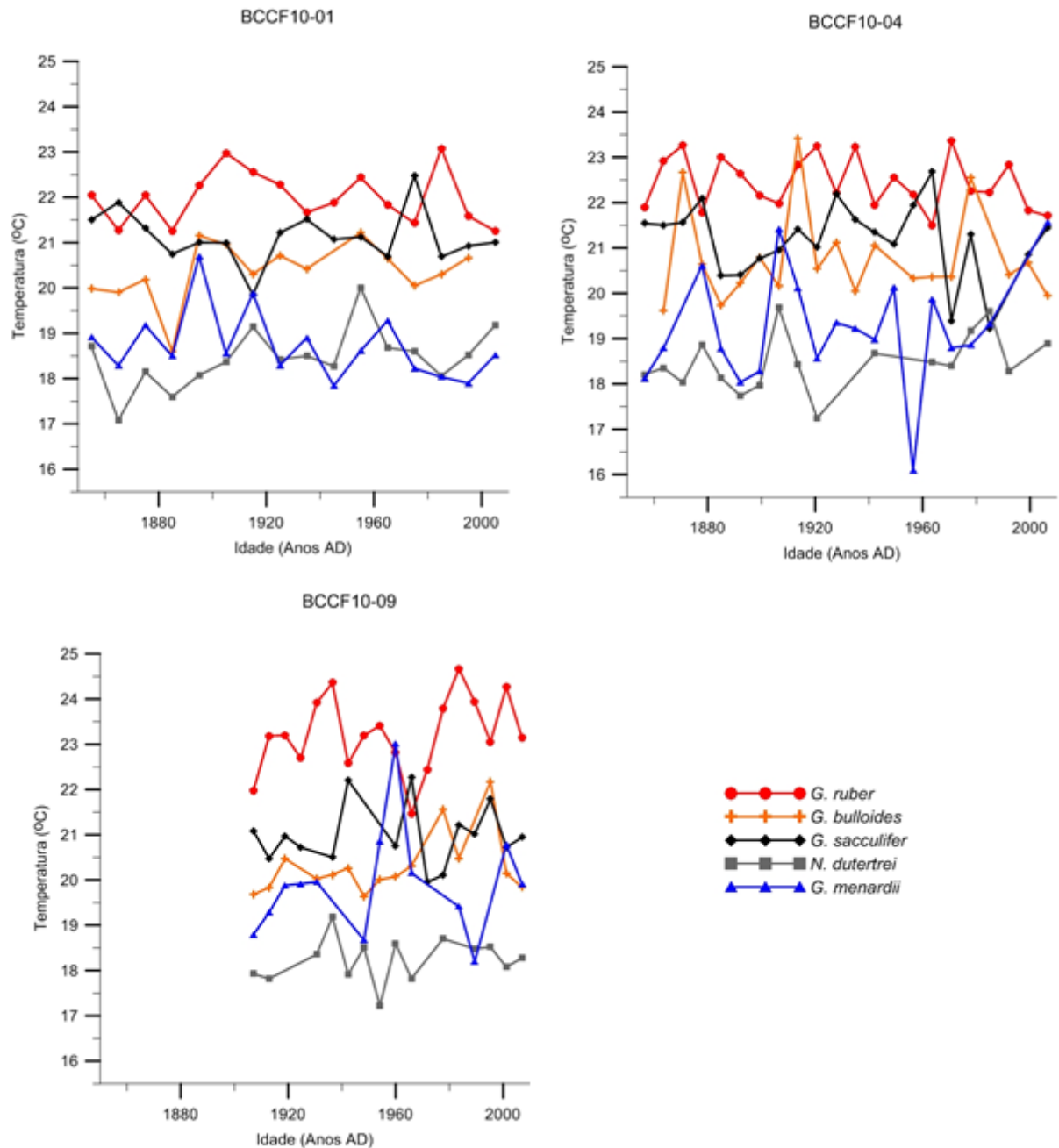




**Figura 24 (parte 2)** - Valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  de *G. bulloides* ao longo do tempo nos três testemunhos.

### 6.3 TEMPERATURAS ESTIMADAS

Os resultados de  $\delta^{18}\text{O}_c$  das cinco espécies analisadas no espectrômetro de massa foram utilizados para calcular as temperaturas nos três testemunhos estudados da plataforma continental de Cabo Frio (figura 25). As espécies que habitam termoclina tiveram valores de temperatura um pouco mais baixos se comparados com as habitantes da camada de mistura, como esperado.



**Figura 23** - Temperaturas estimadas a partir dos valores de  $\delta^{18}\text{O}_c$  de *G. ruber* (rosa), *G. sacculifer* (sem saco), *G. bulloides*, *G. menardii* e *N. dutertrei*, ao longo do tempo nos três testemunhos estudados na plataforma continental de Cabo Frio.

#### 6.4 PROFUNDIDADE DE CALCIFICAÇÃO

Como esperado, as espécies habitantes da superfície *G. ruber*, *G. sacculifer* e *G. bulloides* apresentaram os menores valores de profundidade de calcificação. *G. ruber* teve profundidade de calcificação entre os primeiros 25 metros, enquanto que para *G. sacculifer* entre 15 e 35 metros e *G. bulloides* entre 25 e 45 metros. Estes resultados indicam que, mesmo sendo espécies consideradas habitantes da superfície, no SRCF *G. ruber* habita profundidades menores em comparação a *G. sacculifer* e *G. bulloides*. Dentre as espécies habitantes da camada termoclina, *G. menardii* teve profundidade de calcificação entre 45 e 55 metros e *N. dutertrei* entre 50 e 60 metros.

## 7 DISCUSSÃO

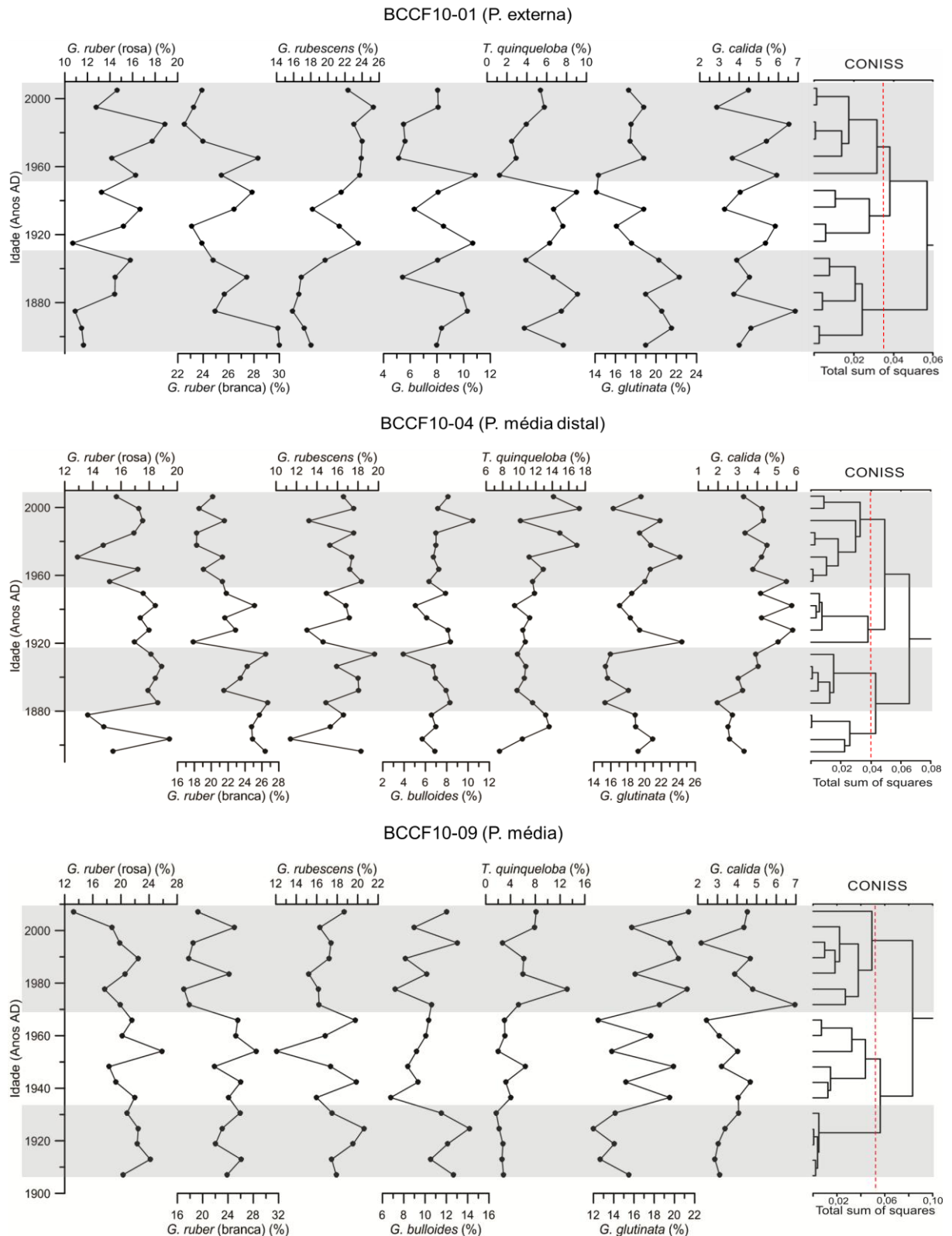
### 7.1 VARIAÇÃO DOS PROCESSOS OCEANOGRÁFICOS NO GRADIENTE PERPENDICULAR À BATIMETRIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL DE CABO FRIO AO LONGO DOS ÚLTIMOS 150 ANOS

A abundância absoluta de foraminíferos planctônicos apresentou distribuição ao longo da plataforma continental com números maiores no testemunho mais próximo da plataforma externa e menores na porção mais interna. Isso é esperado devido ao fato de serem organismos pelágicos, tendo preferência por ambientes mais afastados da costa. Com relação às variações nas abundâncias dos foraminíferos a única mudança brusca ocorreu no testemunho BCCF10-01, onde como já destacado entre 1930 e 1960 a fauna sofre inicialmente uma queda abrupta e posteriormente um grande aumento. Esse intervalo de tempo coincide com as quedas e posteriores retomadas de aumento nas abundâncias de *G. bulloides*, *G. glutinata* e *T. quinqueloba*, enquanto *G. ruber* (branca) e *G. sacculifer* tiveram comportamento oposto, sugerindo que pode ter ocorrido intrusão de grande volume de águas quentes (AT) por meio de maior influência da frente interna da CB.

Referente à abundância relativa das espécies principais, *G. ruber* (rosa + branca) foi a que teve maior contribuição nos três testemunhos ao longo da plataforma, apesar da área sofrer constante intrusão da ACAS. Justificam a alta abundância de *G. ruber* seu hábito de vida muito próximo à superfície, alta abundância no Atlântico Sul tropical e subtropical, e tolerância à redução da temperatura na coluna d'água causadas pela ressurgência, características destacadas por Boltovskoy et al. (1996) e Souto et al. (2011). *G. rubescens* e *G. glutinata* tiveram abundâncias relativas com valores médios altos e muito próximos nos box-cores, sendo *G. rubescens* um pouco mais abundante nos testemunhos BCCF10-01 e BCCF10-09. *G. bulloides* foi em geral a quarta espécie em contribuição, com exceção do testemunho BCCF10-04 onde foi superada por *T. quinqueloba*. O aumento na contribuição de *T. quinqueloba* nesse testemunho, bem como crescimento dos valores de *G. glutinata* e *G. bulloides*, sugerem que nesta parte da plataforma a influência da ACAS na zona fótica, com águas frias e produtivas, é mais intensa no período mais próximo do presente. No testemunho BCCF10-09 os valores de abundância relativa de *G. bulloides* são mais altos que os

de *T. quinqueloba*. Enquanto isso, a coluna d'água da região do testemunho BCCF10-01 desfavorece a estas espécies devido a maior influência da frente interna da CB (CORDEIRO et al., 2014). A sexta espécie mais abundante, *G. calida*, é favorecida no testemunho BCCF10-01 provavelmente por também habitar águas quentes.

Para entender como a composição da assembleia responde à variação da configuração do SRCF em termos de influência das massas d'água, foram analisadas as abundâncias relativas das espécies principais dos três testemunhos, ao longo do tempo. Para isto, as abundâncias relativas foram confrontadas com as divisões de fases dos perfis estabelecidas com o CONISS e os processos ao longo do tempo em cada porção estudada da plataforma continental foram comparados (Figura 26). Além disso, ao longo da discussão foram também inseridas observações relacionadas às espécies secundárias, quando pertinente. A partir deste momento da discussão, com a finalidade de conferir ao texto maior fluidez e integrar melhor as diferentes partes da plataforma continental trabalhadas, os testemunhos foram rebatizados como: BCCF10-01 (plataforma externa); BCCF10-04 (plataforma média distal); BCCF10-09 (plataforma média).



**Figura 24** - Abundância relativa das principais espécies de foraminíferos planctônicos confrontadas com as fases estabelecidas para cada testemunho trabalhado na Plataforma Continental de Cabo Frio.

A primeira fase da plataforma externa compreende o período entre 1855 e 1910, aproximadamente. Nessa fase foram maiores as porcentagens de *G. ruber*

(branca), *G. glutinata* e *G. rubescens*, contribuição um pouco menor de *G. ruber* (rosa) e significativas participações também de *G. bulloides* e *T. quinqueloba*. A configuração da assembleia aponta para características da coluna d'água com grande aporte de águas oceânicas quentes e oligotróficas (AT) devido a influência da frente interna da CB na plataforma externa (CASTRO, 2013; CERDA; CASTRO, 2014), bem como a presença da ASP. Além disso, a presença de espécies relacionadas a eventos de ressurgência indicam influência da ACAS na parte inferior da coluna d'água. *G. glutinata* normalmente é definida como espécie cosmopolita, podendo habitar águas com grandes diferenças de temperatura, salinidade e teor de nutrientes. Entretanto, trabalhos como Schmuker e Schiebel (2002) e Lessa et al. (2014) apontam um aumento de sua abundância em áreas de alta produtividade com presença de águas de ressurgência como no mar do Caribe e no SRCF, respectivamente. A alta contribuição de *G. glutinata* foi interpretada na região como sinal de intrusão da ACAS, caracterizada por diversos estudos como Franchito et al. (2008), Castro (2013), Cerda e Castro (2014), Albuquerque et al. (2014).

A plataforma média distal no mesmo intervalo de tempo, aproximadamente, considerado acima apresentou duas fases. A primeira delas, entre 1856 e 1880, teve percentuais das principais espécies da assembleia com a mesma configuração vista no primeiro período da plataforma externa. Nessa fase as características oceanográficas dessa região foram muito semelhantes às da plataforma externa. É importante ressaltar que na plataforma média distal, além da AT, a ASP também é considerada massa d'água que contribui com águas quentes. *G. ruber* (branca), espécie comumente ligada águas oceânicas inclusive na margem continental do Rio de Janeiro (SOUSA et al., 2014), teve alta contribuição nas partes mais internas da plataforma média do SRCF, estando relacionada à água subtropical de plataforma e à mistura desta com a água tropical. Em relação às espécies de menor expressão na assembleia, *G. calida* mostrou baixa contribuição, enquanto *G. sacculifer* teve seus maiores percentuais. A partir de 1880 até aproximadamente 1915, a plataforma média distal apresentou mudanças nos percentuais das principais espécies, registrando redução de *G. glutinata* e aumentos de *G. rubescens* e *G. ruber* (rosa), indicando maior volume de águas quentes e oligotróficas na coluna d'água. Ainda assim, a manutenção dos valores mesmo que de contribuição secundária de *G. bulloides* e *T. quinqueloba*, apontam para a manutenção de características da ACAS

na parte inferior da coluna d'água. A maior presença de *T. quinqueloba* nesta região se comparada à da plataforma externa reforça a observação feita sobre menor influência da AT.

Entre 1910 e 1950 a plataforma externa registrou sua segunda fase. Os percentuais de *G. ruber* (branca) se mantiveram altos, assim como a contribuição de *G. ruber* (rosa) em menor escala. Também foi registrado o crescimento do percentual de *G. rubescens*. A região apresentou aumento na contribuição da espécie secundária *G. sacculifer*, característica de águas quentes de superfície. A assembleia teve redução significativa da contribuição de *G. glutinata*, enquanto *G. bulloides* e *T. quinqueloba* mantiveram seus percentuais baixos. Desta maneira, a fase apontou para um maior aporte de águas quentes e oligotróficas, com aumento de volume da AT devido a maior influência da frente interna da CB na região (CASTRO, 2013; ALBUQUERQUE et al., 2014).

Entre 1915 e 1950 a plataforma média distal passou a apresentar tendência contrária, deixando de acompanhar as mudanças ocorridas na plataforma externa. Os percentuais de *G. ruber* (branca) principalmente, bem como de *G. ruber* (rosa) e *G. rubescens* mostraram tendências de redução, enquanto foi acompanhado significativo aumento de contribuição de *G. glutinata* e manutenção dos valores de *T. quinqueloba* e *G. bulloides*. A partir de 1915 é possível sugerir para essa região o início de um aumento da influência de águas frias e produtivas na coluna d'água. Em termos de espécies de menor expressão, *G. calida*, espécie ligada a águas quentes, porém também a ambientes produtivos no SRCF (LESSA et al., 2014) apresentou aumento assim como verificado para *N. dutertrei*, corroborando as mudanças de características ao longo da coluna d'água.

A partir deste período é possível inserir na interpretação as mudanças ocorridas ao longo do tempo na plataforma média. Entretanto, pode-se observar que as amostras da plataforma média não tiveram separação temporal muito próxima do padrão apresentado pelas outras duas porções da plataforma continental. A primeira fase compreendeu o intervalo entre 1907 e 1932. Nessa fase as espécies mais abundantes na assembleia foram *G. ruber* (branca e rosa) e *G. rubescens*. Apesar de menor em relação às anteriores, as contribuições de *G. glutinata* e *G. bulloides* também foram muito expressivas. Partindo deste cenário pode-se



considerar alta a influência de águas quentes da ASP, estando em grande volume na coluna d'água, bem como importante participação da ACAS na subsuperfície, expressa principalmente pela presença de *G. bulloides*. Esta espécie, apesar de inicialmente caracterizada como espécie de águas subpolares (BÉ, 1977), é largamente empregada como espécie de regiões de ressurgência (PEETERS et al., 2002; TEDESCO; THUNELL, 2003; NAIDU; NITSUMA, 2004; NAIDU, 2007; KUCERA, 2007).

Na fase seguinte da plataforma média, entre 1932 e 1965, foram registradas quedas nos percentuais de *G. ruber* (rosa) e *G. rubescens*, bem como aumento para *G. glutinata* e o aparecimento de *T. quinqueloba*, ainda que em valores relativamente pequenos. Em menor escala também foi verificado crescimento de *N. dutertrei* e redução de *G. menardii*. Essa configuração da assembleia aponta ainda para influência de águas oligotróficas e quentes da ASP na camada mais superficial da coluna d'água, mas também ao aumento da contribuição de volume da ACAS na subsuperfície. A diminuição de *G. rubescens* e o aumento já citado de *T. quinqueloba* reforçam a maior presença da ACAS, pois a primeira é uma espécie de águas quentes enquanto a segunda é favorecida pela presença de águas frias (BÉ, 1969; BÉ; TOLDERLUND, 1971; TOLDERLUND; BÉ, 1971; BOLTOVSKOY et al., 1996).

O último período da plataforma externa compreendeu a fase que vai de 1950 ao presente. Neste intervalo de tempo o percentual de *G. ruber* (branca) se mantém alto e também é registrado crescimento da contribuição de *G. ruber* (rosa) e *G. rubescens* para a assembleia. Em contrapartida os valores de *G. bulloides* e *T. quinqueloba* reduzem bastante, enquanto o de *G. glutinata* mantém estabilidade. Essa fase apresenta característica como sendo de maior influência de águas quentes e oligotróficas, sugerindo grande volume de contribuição da AT e da ASP na coluna d'água, bem como pequena contribuição da ACAS.

No mesmo período de tempo a plataforma média distal seguiu mostrando comportamento diferente em sua assembleia se comparada à plataforma externa. Essa diferença se justifica pelas quedas nos percentuais principalmente de *G. ruber* (branca), sendo suas menores contribuições para a assembleia desta região em comparação aos períodos anteriores. Espécies secundárias *G. menardii*, *G.*

*sacculifer* e *O. universa* chegaram aos seus menores valores de abundância, enquanto *G. cálida* teve valores maiores, mostrando que a espécie pode ter respondido ao aumento da produtividade. Além disso, os aumentos de *G. glutinata*, *G. bulloides* e *T. quinqueloba* sugerem que nessa parte da plataforma manteve-se crescimento de influência da ACAS, enquanto ASP e AT com águas quentes e oligotróficas ficaram restritas à parte mais superficial da coluna d'água.

A plataforma média teve sua última fase compreendida entre aproximadamente 1965 e o presente. Nela foram registradas quedas nos percentuais de *G. ruber* (branca e rosa). *G. glutinata* e *T. quinqueloba* em menor escala tiveram aumento de suas contribuições para a assembleia, e *G. bulloides* manteve valores próximos aos da fase anterior. Além disso, *N. dutertrei* e *G. calida* apresentaram maiores abundâncias nessa fase. A configuração aponta para características da coluna d'água com grande influência da ACAS e redução do volume da ASP, ficando esta última restrita à parte mais superficial.

De maneira geral, os três testemunhos mostraram comportamentos diferenciados no que se refere à assembleia. A plataforma externa teve em direção ao presente cada vez menor participação da ACAS na parte subsuperficial da coluna d'água e maiores volumes da AT, sendo sua tendência contrária ao apresentado pelas porções da plataforma média distal e principalmente da plataforma média. Apesar das fases iniciais apresentarem características muito próximas das observadas na plataforma externa, a plataforma média distal tornou-se contrária gradualmente ao logo do tempo, se assemelhando cada vez às da plataforma média. Por sua vez, a plataforma média foi a que teve características mais bem delineadas para um aumento de força da ressurgência nos últimos 100 anos, indicando crescimento do volume da ACAS na subsuperfície.

As análises feitas com as abundâncias relativas sugeriram maior força e intensidade da ressurgência em direção ao presente no SRCF, como também sugerido por Cordeiro et al. (2014). A parte central da plataforma média mostrou-se o local onde esta resposta é mais forte, se for associada diretamente à intrusão subsuperficial da ACAS. Neste sentido, o sistema estaria respondendo ao fator de divergente dos ventos descrito por Castelao e Barth (2006), o qual provoca elevação da ACAS para mais próximo da superfície nessa região (ALBUQUERQUE et al.,

2014), decrescendo com a aproximação da plataforma externa. Vale destacar também o papel da dinâmica da CB na indução da ressurgência via intrusão da ACAS na plataforma continental, bem como carreamento de maior volume da AT (BELEM et al., 2013).

Em posse das interpretações obtidas com o estudo das assembleias nas três porções estudadas da plataforma continental de Cabo Frio, faz-se necessário confrontá-las com os registros isotópicos de oxigênio e carbono das carapaças de foraminíferos planctônicos da região para reforçar as conclusões obtidas. A partir dessa comparação será possível analisar se assembleia e isótopos respondem da mesma maneira à dinâmica da ressurgência na coluna d'água do SRCF. Espera-se que, de maneira geral, os isótopos também indiquem maior presença da ACAS na subsuperfície da porção média da plataforma continental, diminuindo sua influência em direção à externa. Entretanto, cabe ressaltar que diferenças relacionadas ao aspecto metodológico devem ser levadas em consideração quando comparadas a análise do  $\delta^{18}\text{O}$  e do  $\delta^{13}\text{C}$ , com a configuração geral da assembleia. Esta ressalva é baseada na disparidade que existe entre a resposta na alteração de toda uma comunidade de foraminíferos planctônicos, que é gradual e despende um maior intervalo de tempo para acontecer, e o registro isotópico nas carapaças o qual obedece ao tempo de vida do foraminífero analisado. A etapa da pesquisa a ser apresentada a seguir buscou discutir como as mudanças no SRCF se expressaram nos dados isotópicos relacionando com as mudanças já observadas na assembleia.

## 7.2 ESTRUTURA TÉRMICA E MUDANÇAS NA PRODUTIVIDADE DA COLUNA D'ÁGUA DO SISTEMA DE RESSURGÊNCIA DE CABO FRIO

Mudanças na estrutura da coluna d'água podem ser reconstruídas através da composição isotópica de foraminíferos planctônicos, os quais habitam profundidades diversas (FAIRBANKS; WIEBE, 1980; RAVELO et al., 1992; MOHTADI et al., 2007). O perfil térmico pode ser desenvolvido através do  $\delta^{18}\text{O}$ , bem como efeitos sobre a produtividade registrados através do  $\delta^{13}\text{C}$ , estes últimos devido a influência de massas d'água mais produtivas em ascensão. Neste sentido, foram usados os valores isotópicos de oxigênio e carbono registrados por *G. ruber* (rosa), *G. sacculifer* (sem saco), *G. bulloides*, *N. dutertrei* e *G. menardii* com a finalidade de identificar alterações na coluna d'água relacionadas à dinâmica da ressurgência.

Diferenças interespecíficas na geoquímica isotópica das carapaças das cinco espécies analisadas foram observadas nos três box-cores, como já representado na figura 24. Os dados isotópicos de oxigênio e carbono das espécies forneceram, respectivamente, informações relevantes sobre a variação da estrutura térmica (figuras 24 e 25) e a produtividade (figura 24) na coluna d'água do SRCF, nos últimos 150 anos. Este tipo de abordagem também já foi discutido em outros trabalhos como Mülitz et al. (1997), Spero et al. (2003), Tedesco et al. (2007), Steph et al. (2009) e Wejnert et al. (2013).

### **7.2.1 Estrutura térmica da coluna d'água do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio ao longo dos últimos 150 anos**

A plataforma externa apresentou inicialmente valores de temperatura com maiores diferenças entre espécies habitantes da camada de mistura e da camada da termoclina. A desigualdade entre as espécies apresentou redução a partir de aproximadamente 1910. Com exceção de *G. ruber*, os valores de temperatura, principalmente devido ao aumento dos registrados nas carapaças de *N. dutertrei* e *G. menardii*, tenderam a uma menor disparidade, sugerindo uma estrutura termicamente mais homogênea para a coluna d'água. De 1910 em diante os registros de  $\delta^{18}\text{O}$  das espécies se mantiveram mais próximos, apresentando pequenos intervalos de tempo de maior (1925 – 1950 e 1975 – 1990) e menor (1950 – 1975 e 1990 – recente) diferença, mantendo assim a característica de coluna d'água verticalmente uniforme. Como visto anteriormente, a assembleia indicou predomínio de águas quentes nessa porção da plataforma em direção ao presente. Desta forma, conclui-se que o maior volume da AT na plataforma externa foi o principal fator responsável por temperaturas mais próximas entre as espécies.

A plataforma média distal, por sua vez, apresentou nos valores de temperatura alta variabilidade. Até aproximadamente 1920, de maneira geral, os registros das espécies de superfície e termoclina mostraram muita variação e nenhuma tendência clara de crescimento ou diminuição da diferença. A partir de 1920, principalmente devido a diminuição dos valores registrados pelas espécies habitantes da termoclina, foi observada maior diferença térmica vertical, indicando uma condição de coluna d'água menos homogênea. Essa condição se manteve até 1970 aproximadamente, sugerindo que dentro desse período ocorreu destacada

influência da ACAS na subsuperfície, nesta porção da plataforma. A partir de 1970, verifica-se redução dos valores de temperatura de *G. sacculifer* e em contrapartida aumento dos registrados por *G. bulloides* e *G. menardii*, indicando retorno à condição mais uniforme da temperatura da coluna d'água, mas ainda recebendo influência da ACAS. A composição da assembleia acompanhou as variações de condição na plataforma média distal. Cabe destacar as mudanças nas abundâncias das espécies, com aumento das ligadas a águas frias e produtividade, reforçando a configuração de ação da ACAS mesmo após 1970.

Por fim, a plataforma média, a exemplo da média distal, teve valores de temperatura bastante variáveis. Uma característica individual desta região é que a diferença entre os maiores e menores valores isotópicos, registrados respectivamente por *G. ruber* e *N. dutertrei*, é mais acentuada. Assim, essa região tem configuração de coluna d'água mais heterogênea em termos de temperatura, com maior diferença na estrutura térmica vertical, provavelmente resultado do grande volume de penetração da ACAS na subsuperfície. Assim como na plataforma externa e na média distal, na plataforma média os resultados das temperaturas reconstruídas e a composição da assembleia convergiram para a mesma interpretação. A intrusão da ACAS na zona fótica implicou em uma estrutura térmica vertical com maiores diferenças e favoreceu o aumento da abundância de espécies ligadas a águas frias e produtivas.

Os resultados obtidos reforçam o que foi observado nas influências das massas d'água na região interpretadas através da assembleia no capítulo anterior, assim como o papel do vento e da dinâmica da CB sobre ocorrência da ressurgência impulsionando a penetração da ACAS (CASTELAO; BARTH, 2006; CASTELAO, 2012; BELEM et al., 2013). Devido a maior variação e diferença na estrutura térmica das áreas que compreendem a plataforma média e a média distal, sugere-se que tenha ocorrido aumento de presença da ACAS na subsuperfície nestes locais. Em contrapartida, a porção externa apresentou domínio de águas quentes praticamente em toda sua extensão vertical, com destaque para a participação da frente interna da CB promovendo maior intrusão da AT sobre essa parte da plataforma, como destacado no item 7.1.

O  $\delta^{18}\text{O}$ , e sua utilização como proxy para reconstrução da temperatura (ex.: MULITZA et al., 2003; GANSSEN et al., 2011; BIRCH et al., 2013;), mostraram-se eficientes para o acompanhamento das mudanças provocadas pela ressurgência. A partir do seu sinal registrado nas carapaças e das temperaturas calculadas para os últimos 150 anos foram acessadas as condições na coluna d'água, as quais estão diretamente correlacionadas com a dinâmica das massas d'água. Essas configurações oceanográficas da plataforma continental foram consideradas respostas às intrusões da ACAS e aproximação da frente interna da CB provocando mudanças no gradiente térmico vertical do SRCF. Este tipo de abordagem sobre estrutura térmica também já foi realizada em outras regiões, como nos trabalhos de Spero et al. (2003), Tedesco e Thunell (2003), Tedesco et al. (2007) e Steph et al. (2009).

### **7.2.2 Efeitos sobre a produtividade no Sistema de Ressurgência de Cabo Frio nos últimos 150 anos**

Os efeitos dos mecanismos responsáveis pelas mudanças na estrutura térmica da coluna d'água sobre a produtividade do SRCF estão baseados nas mudanças provocadas pela chegada de águas frias e produtivas da ACAS. Em termos gerais a configuração do gradiente perpendicular à batimetria de  $\delta^{13}\text{C}$  respondeu de forma positiva ao apresentado anteriormente pela temperatura. Ao longo do tempo, a produtividade teve crescimento na região da plataforma média, com declínio em direção a plataforma externa.

Assim como apresentado com base nos dados isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$ , na plataforma externa os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  registrados mostraram mudanças muito pequenas ao longo do tempo. Principalmente após 1910 sugere-se o mesmo que observado na análise da assembleia, reforçando a condição de uma coluna d'água mais homogênea, com características de domínio da influência de AT e ASP, e de baixa produtividade.

Analisando o sinal de  $\delta^{13}\text{C}$  da plataforma média distal até aproximadamente 1925, com exceção de *G. bulloides* que registrou variações maiores, os dados provenientes das outras espécies foram mais conservativos, sem exibir tendências de crescimento ou diminuição. Após 1925 os registros de *G. sacculifer* e *G. menardii*

passaram a apresentar mudanças no  $\delta^{13}\text{C}$ . As alterações na produtividade ficaram mais nítidas após 1960 quando todas as espécies tiveram redução constante dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em direção ao presente. A região da plataforma média distal, nesse período, está respondendo ao já destacado aumento de influência da intrusão subsuperficial da ACAS, implicando em aumento da produtividade. Em vista desse resultado, é possível concluir que mesmo em condições de coluna d'água mais homogênea indicada pelos registros de temperatura, a ação da ACAS, tornou a região mais produtiva.

Na plataforma média o  $\delta^{13}\text{C}$ , com exceção de *G. ruber* que tem variações no sinal isotópico com valores muito altos, apresentou pequena redução dos valores registrados pelas outras espécies, também muito variáveis, em direção ao presente. Esse resultado aponta mais uma vez para participação da ACAS na subsuperfície da coluna d'água já observado pelos através da temperatura, tornando a mesma mais produtiva nessa parte da plataforma.

Na intenção de aumentar o aproveitamento dos dados de  $\delta^{13}\text{C}$ , foi elaborada uma abordagem mais específica a fim de reforçar a discussão desse proxy. Os dados de  $\delta^{13}\text{C}$  de *G. bulloides* tiveram sua interpretação dificultada junto aos das outras espécies devido a grande diferença dos seus valores, provavelmente pela ausência de simbiontes (PEETERS et al., 2002; NAIDU; NIITSUMA, 2004; NAIDU, 2007), impossibilitando seu bom aproveitamento no estudo em conjunto com os demais dados isotópicos de carbono .

Baseado no exposto acima, bem como no fato do  $\delta^{13}\text{C}$  de *G. bulloides* poder ser aplicado para inferir mudanças na produtividade (MULITZA et al., 1999; NAIDU; NIITSUMA, 2004), foi realizada análise em separado da resposta dos valores para esta espécie à dinâmica do SRCF dentro do intervalo de tempo trabalhado. Kroon e Ganssen (1989), Spero e Lea (1996), Peeters (2002), Naidu e Niitsuma (2004), Naidu (2007) e Jonkers et al. (2013) descrevem que *G. bulloides* aumenta sua abundância, bem como sua taxa de calcificação preferencialmente durante a ocorrência da ressurgência, momento no qual a coluna d'água está mais pobre em  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  devido à chegada de águas profundas produtivas e ricas em  $^{12}\text{C}$ . Através do  $\delta^{13}\text{C}$  de *G. bulloides* foi possível observar tendência à redução dos valores na plataforma média distal, principalmente a partir de 1930, e na plataforma média.

Enquanto isso, na plataforma externa o padrão geral dos dados foi praticamente constante, reforçando os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  das outras quatro espécies, bem como o domínio de uma condição menos produtiva.

A partir dos resultados obtidos reforça-se a ideia de que, de maneira geral, o aumento da intensidade da ressurgência nos últimos 150 anos no SRCF promoveu mudanças da produtividade na coluna d'água. Os registros mostram que na plataforma média distal e principalmente na plataforma média ocorreu aumento da produtividade em direção ao presente. Essa conclusão é baseada no fato da ACAS, a qual penetra na plataforma média caracterizando o fenômeno (ALBUQUERQUE et al., 2014), ter valor baixo de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  em comparação com a ASP e a AT (VENÂNCIO et al., 2014), como já explicado anteriormente. Assim, quanto mais frequente e intensa a presença da ACAS menor o sinal de  $\delta^{13}\text{C}$  registrado e maior a produtividade.

### 7.3 VARIAÇÃO DO GRADIENTE TÉRMICO ENTRE SUPERFÍCIE E TERMOCLINA NO SISTEMA DE RESSURGÊNCIA DE CABO FRIO NOS ÚLTIMOS 150 ANOS

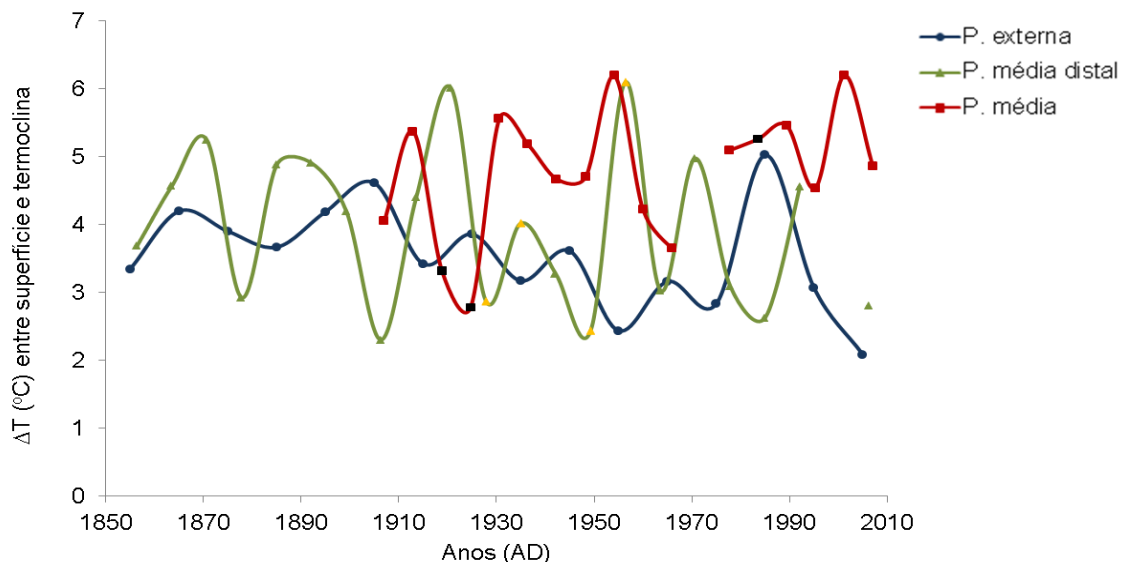
Uma vez que existe relação do  $\Delta\delta^{18}\text{O}$  (diferença entre valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre espécies) entre habitantes da superfície e da termoclina com o gradiente térmico vertical da coluna d'água, evidenciada pelos dados deste estudo e relatado em trabalhos anteriores (RAVELO; FAIRBANKS, 1992; PATRICK; THUNELL, 1997; SPERO et al., 2003; TEDESCO et al., 2003; STEPH et al., 2009; WEJNERT et al., 2010; WEJNERT et al., 2013), foi realizado o acompanhamento da variação da diferença de temperatura entre a superfície e a termoclina ( $\Delta T_{\text{st}}$ ) no SRCF baseado nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. ruber* (rosa) e *N. dutertrei*. As duas espécies foram selecionadas devido as suas profundidades médias de calcificação, as quais fizeram delas as melhores representantes da superfície e da termoclina, respectivamente, bem como baseado nos trabalhos de Tedesco et al. (2003) e Wejnert et al. (2013).

Steph et al. (2009) argumentam que as maiores disparidades entre os sinais de  $\delta^{18}\text{O}$ , usando *G. ruber* (rosa) (espécie representante das condições da superfície) e *N. dutertrei*, (espécie representante das condições da termoclina), são relatados em períodos de diferença térmica mais acentuada. A variabilidade do gradiente térmico na camada superior do oceano de determinada região está ligada aos

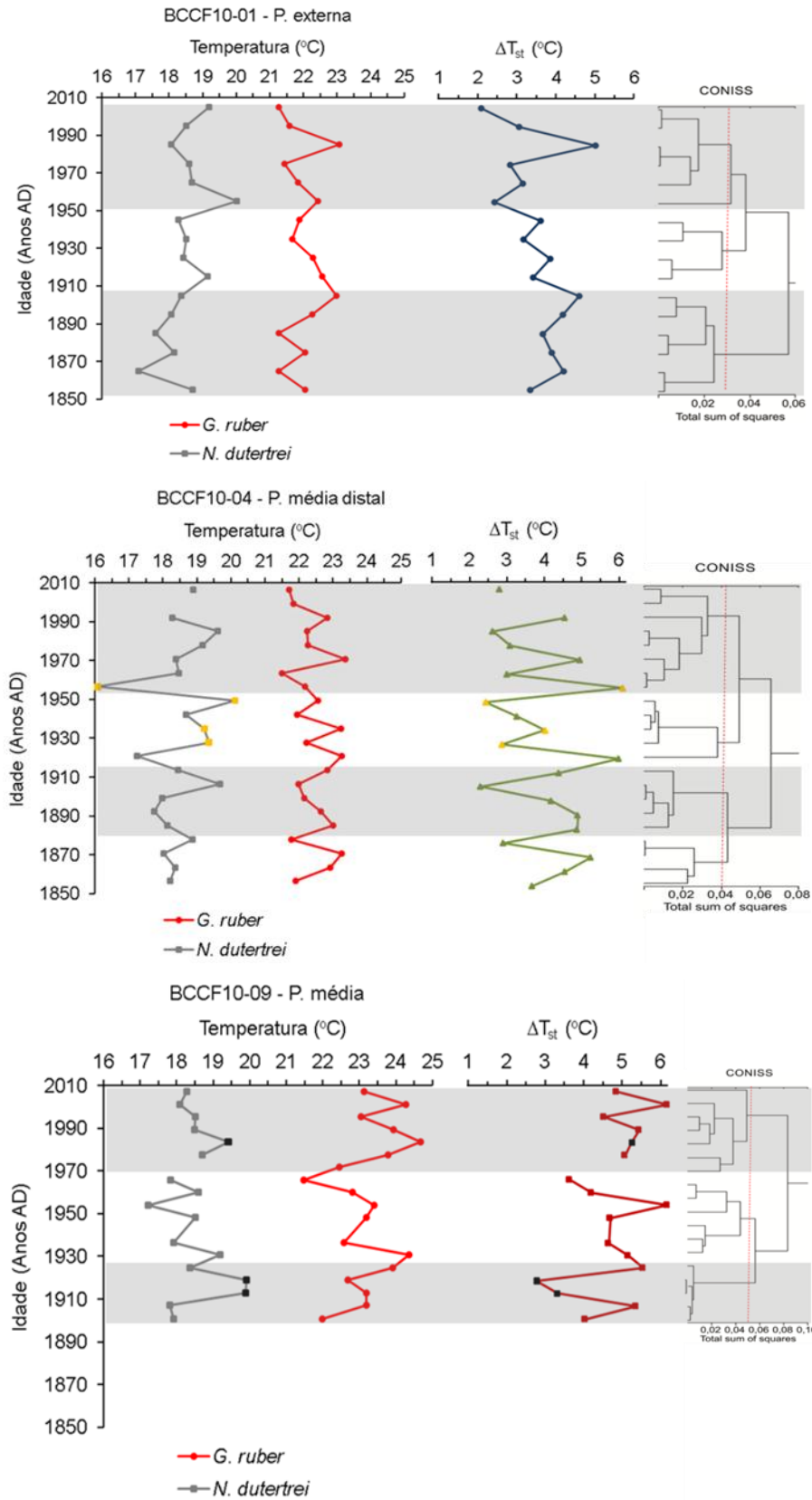


principais mecanismos que governam sua dinâmica oceanográfica (SPERO et al., 2003; STEPH et al., 2009). Em se tratando do SRCF, estes mecanismos resultam nos eventos de ressurgência costeira e subsuperficial, bem como no comportamento da frente interna da CB. Por esta razão, foi dada atenção para os principais processos relacionados ao fenômeno, ou intrusões subsuperficiais da ACAS, e também ao sistema de corrente de borda ocidental representado pela CB.

A análise dos resultados da  $\Delta T_{st}$  obtidos (Figura 27) foi feita de acordo com as fases determinadas através do CONISS, realizada com a assembleia. Dessa maneira, pôde-se correlacionar as interpretações obtidas através do estudo das assembleias com as respostas da  $\Delta T_{st}$  (Figura 28). É necessário destacar aqui que para as plataformas média distal e média foram usados alguns dados de temperatura de *G. menardii* substituindo os de *N. dutertrei* (marcadores em amarelo no gráfico da plataforma média distal e preto no da plataforma média). Essa substituição foi feita devido a ausência de dados de *N. dutertrei* em virtude da massa suficiente em algumas análises, bem como baseado na literatura e nas profundidades de calcificação das duas espécies no SRCF (item 6.4) .



**Figura 25** - Diferenças de temperatura superfície – termoclina ( $\Delta T_{st}$ ) obtidas a partir dos dados de temperatura de *G. ruber* (rosa) e *N. dutertrei* nas três porções estudadas da plataforma continental de Cabo Frio.



**Figura 26** - Valores de temperatura de *G. ruber* (rosa) (representante da superfície) e *N. dutertrei* (representante da termoclina), bem como  $\Delta T_{st}$  nas três porções estudadas da plataforma continental de Cabo Frio confrontadas com as respectivas fases estabelecidas pela análise do CONISS.

A plataforma externa apresentou, até aproximadamente 1910, baixa variação no gradiente térmico vertical, com pequena tendência de crescimento da  $\Delta T_{st}$  ao longo do período. Essa fase foi a que teve maior diferença de temperatura entre superfície e termoclina, principalmente devido às baixas temperaturas registradas por *N. dutertrei*. As variações de temperatura registradas por *G. ruber* (rosa) e *N. dutertrei* apresentaram comportamento semelhante em termos de oscilação ao longo do período. O resultado sugere que além do domínio da AT, a ACAS contribuiu com influência na subsuperfície, estando de acordo com a análise feita a partir da assembleia, onde destacaram-se altas abundâncias de *G. glutinata* e *T. quinqueloba*, e menores de *G. rubescens*. O aumento de temperatura registrado pelas duas espécies próximo a 1910 marca uma maior aproximação da frente interna da CB, aumentando o domínio da AT na região. Aproximadamente nesse mesmo intervalo de tempo a plataforma média distal teve, dentro das duas primeiras fases separadas pelo CONISS (1856 – 1880 e 1880 – 1915), oscilações muito grandes de aumento e redução na  $\Delta T_{st}$ . Esta variação da  $\Delta T_{st}$  e os valores de temperatura registrados por *G. ruber* (rosa) e *N. dutertrei* sugerem que nos períodos foram registradas intrusões da ACAS e também maior penetração da AT, a qual está ligada à aproximação da frente interna da CB, fazendo aumentar o gradiente térmico entre as duas camadas. De maneira geral, as variações indicam que existiu alternância entre prevalectimento de águas quentes na coluna d'água, e momentos de ascensão da ACAS à zona fótica, com *N. dutertrei* registrando baixas temperaturas. As características do gradiente térmico refletem em parte a resposta obtida com a assembleia, em virtude do predomínio de espécies de águas quentes, bem como a menor produtividade indicada pelo  $\delta^{13}C$ .

Entre 1910 e 1950 a plataforma externa mostrou mudança na tendência de seus valores, apontando para redução da  $\Delta T_{st}$ . A diminuição no gradiente térmico marca o início do estabelecimento de uma coluna d'água mais quente em sua totalidade nessa porção da plataforma, visto que *N. dutertrei* passou a registrar temperaturas mais altas. Essa configuração, como também assinalado pela assembleia, indicou a partir deste momento o domínio de água com temperaturas mais elevadas, principalmente AT, e ACAS restrita ao fundo. A condição de temperatura registrada na coluna d'água mostra que o gradiente térmico vertical nessa região da plataforma passou a acompanhar basicamente as oscilações da

penetração da AT, em virtude da aproximação da frente interna da CB. Enquanto isso na plataforma média distal, entre 1915 e 1950, a  $\Delta T_{st}$  seguiu mostrando oscilações muito grandes. A grande variação de temperatura pode ter ocorrido devido a instabilidade das condições hidrográficas, já destacadas para essa porção da plataforma. A fauna nesse período registrou aumento das abundâncias das espécies ligadas a águas frias e produtivas, provavelmente associado a um aumento da produtividade o qual passa a ocorrer mais claramente nessa fase como destacado anteriormente com o  $\delta^{13}C$ .

A porção da plataforma média, a qual teve divisão temporal nas fases do CONISS mais diferenciada se comparada às dos outros dois testemunhos, mostrou inicialmente (1907 – 1932)  $\Delta T_{st}$  com grandes oscilações dos valores devido alternância entre domínio da ASP e intrusões da ACAS na subsuperfície. De maneira geral as temperaturas registradas por *G. ruber* e *N. dutertrei* variaram de maneira contrária. Esse comportamento da variação térmica pode ser interpretado como uma resposta à entrada da ACAS na subsuperfície somada a redução na profundidade de calcificação de *G. ruber*, a qual evita as águas frias que penetram e calcificando mais próxima da superfície onde a temperatura é maior. Na fase seguinte, entre 1932 e 1965, as variações da  $\Delta T_{st}$  foram menores. Além disso, o gradiente térmico vertical entre as duas camadas se manteve alto durante todo o período, principalmente se comparados às outras porções estudadas da plataforma. A maior  $\Delta T_{st}$  ocorreu principalmente em função das menores temperaturas registradas por *N. dutertrei*, em resposta ao maior volume da ACAS na subsuperfície. Essa configuração e o tipo de evolução das condições em relação à primeira fase da plataforma média estão de acordo com o que mostrou a análise da assembleia, com aumento da abundância de *G. glutinata* e em menor escala *N. dutertrei*, além de concordar também com o aumento de produtividade sinalizado pelo  $\delta^{13}C$ . O final dessa fase apresenta redução no gradiente térmico vertical, a qual é provocada principalmente pela baixa temperatura registrada por *G. ruber*.

Após 1950 a plataforma externa manteve baixa  $\Delta T_{st}$ , o que mostra estabilidade da condição que se formou na fase anterior (1910 – 1950). A coluna d'água passou a estar praticamente toda dominada pela massas d'água AT. A ACAS restrita ao fundo exerceu pouca influência, assim como visto anteriormente na

análise da assembleia a qual teve predomínio de espécies de águas quentes, como *G. ruber* (rosa), *G. rubescens* e em menor escala aumento de *H. siphonifera*. O pico de aumento no gradiente térmico entre as duas camadas em 1985 é resposta ao registro de temperatura muito elevada através dos dados isotópicos de *G. ruber*, podendo indicar calcificação da espécie em menores profundidades. No mesmo período a plataforma média distal seguiu apresentando resultados semelhantes aos anteriores, com grandes variações de aumento ou redução da  $\Delta T_{st}$ . Pode-se sugerir que a influência de águas frias provenientes da intrusão da ACAS seria a principal responsável pela alta oscilação do gradiente térmico entre superfície e termoclina, tendo reflexo também na produtividade como já destacado no item 7.2.2. Também em sua fase final, de 1965 em diante, a plataforma média seguiu com valores altos de  $\Delta T_{st}$ , bem como tendência geral de crescimento, indicando assim cada vez maior diferença térmica entre as camadas. Esse aumento no gradiente térmico é resposta às baixas temperaturas registradas por *N. dutertrei* e altas registradas por *G. ruber*. Assim sendo, conclui-se que nessa fase a coluna d'água da parte central da plataforma média teve maior presença da ACAS na subsuperfície, estando a ASP restrita à parte mais superficial. Como no período anterior, o resultado obtido neste acompanha o que se inferiu a partir do estudo da assembleia, com destaque para os valores altos de abundância de *G. glutinata*, *G. bulloides* e *N. dutertrei* em menor escala, e redução nos de *G. ruber* (rosa e branca) e *G. sacculifer* (com e sem saco).

Comparando os resultados de temperatura da superfície obtidas neste estudo a partir do  $\delta^{18}O$  de *G. ruber* (rosa) com a de Cordeiro et al. (2014) para a mesma região, obtida através da alquenona (UK<sub>37</sub>-TSM), é possível notar diferenças entre os resultados tanto na plataforma média quanto na externa. Na plataforma média a UK<sub>37</sub>-TSM foi menor ao longo dos últimos 100 anos, o que pode ter devido ao cocolitoforídeo, produtor da alquenona, ter registrado condição térmica um pouco diferente da superfície. Isso é possível pois os cocolitoforídeos acompanham o aumento de disponibilidade de nutrientes, o qual ocorre na subsuperfície da plataforma média do SRCF com a chegada da ACAS. Desta forma, os mesmos estariam então sujeitos a uma condição de temperatura da água um pouco menor. Como destacado pelos próprios autores, a profundidade de produção da alquenona pode influenciar no registro de temperatura. Além disso, eles afirmam que também deve ser levado em consideração o caráter sazonal de produção do cocolitoforídeo e

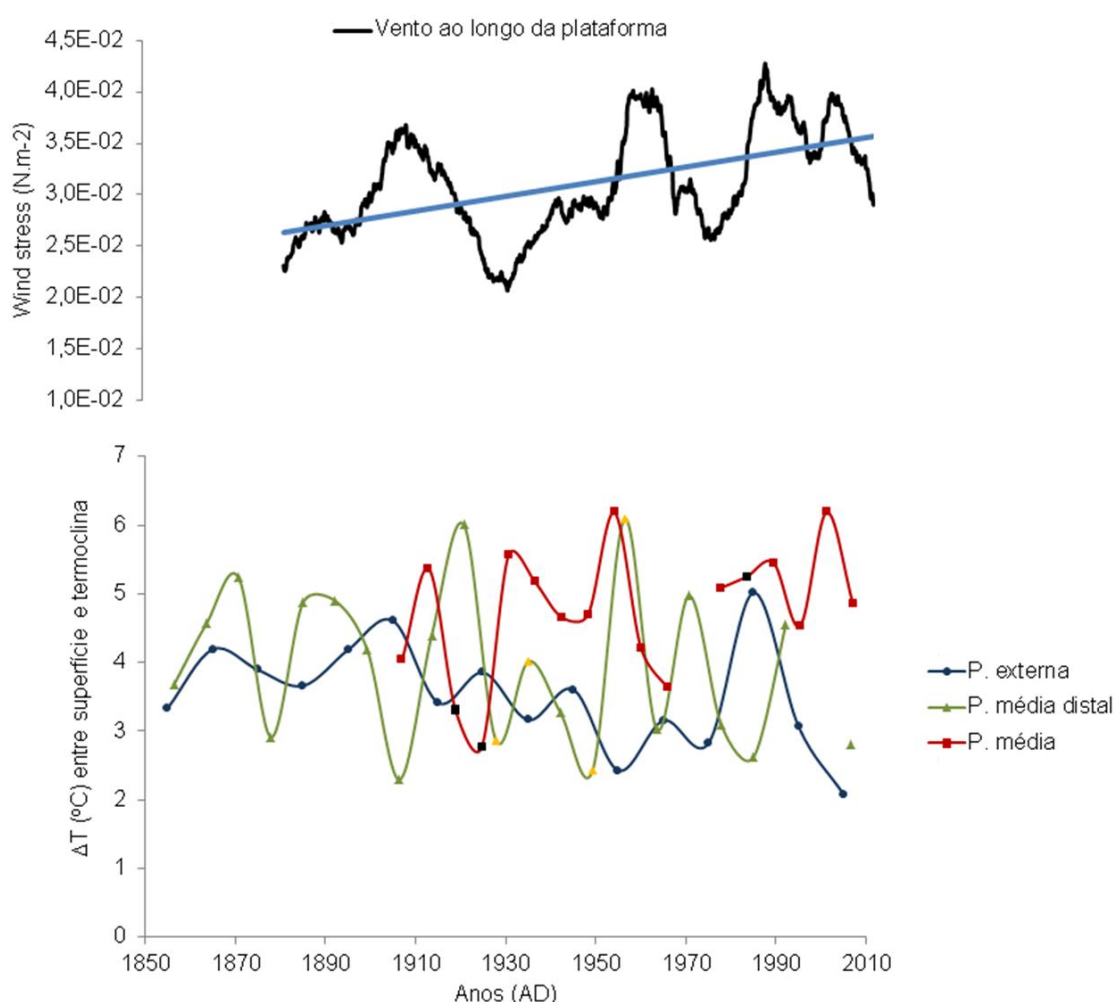
sua influência sobre o registro da UK<sub>37</sub>-TSM. Enquanto isso *G. ruber* (rosa), ligada exclusivamente a águas quentes e oligotróficas, registrou condições térmicas mais superficiais. Já na plataforma externa a temperatura registrada pela UK37-TSM é maior que a registrada por *G. ruber*, sugerindo que a alquenona tenha registrado maior expressão de temperaturas altas da AT. Essa mudança em relação ao registro de temperaturas dos dois proxy pode estar associada ao fato dos coccolitoforídeos, apesar de aumentarem em quantidade em locais de afloramento de águas produtivas, estarem ligados a águas quentes (ARMSTRONG; BRAISER, 2005), enquanto *G. ruber* (rosa) estaria registrando temperaturas, próximas aos 25 metros na camada de mistura.

Resumidamente, o padrão geral dos resultados obtidos pelas  $\Delta T_{st}$ , bem como pelos dados isotópicos e pela análise e interpretação das assembleias, sugerem aumento da intensidade da ressurgência na plataforma continental de Cabo Frio nos últimos 150 anos, como já destacado por Cordeiro et al. (2014). A crescente força de ocorrência deste fenômeno deve-se a múltiplos processos que podem provocar maior frequência de intrusões da ACAS na região. Um destes processos envolvidos no crescimento de força da ressurgência em Cabo Frio é a maior impulsão pelos ventos nordeste (CASTELAO; BARTH, 2006; FRANCHITO et al., 2008). Eles fazem com que ocorra mais atividade da divergente dos ventos (CASTELAO; BARTH, 2006), explicada anteriormente, e com isto é promovido aumento de penetração da ACAS na zona fótica da coluna d'água (ALBUQUERQUE et al., 2014). Neste caso o afloramento intensificaria a estratificação térmica devido a presença de águas mais frias chegando em grande volume na subsuperfície. A influência do fator vento sobre o SRCF está associada com a intensidade do componente campo de vento ao longo da plataforma (CASTELÃO; BARTH, 2006; FRANCHITO et al., 2008; CERDA et al., 2013).

Outro importante processo a ser destacado é a dinâmica da CB como um mecanismo indutor da ressurgência na região, apontada por Belém et al. (2013), promovendo penetração de maior volume da ACAS sobre a plataforma continental. Entretanto, os autores sugerem que existem vários mecanismos de afloramento e, talvez, nenhum processo individual desempenhe um papel dominante. A permanência da ACAS no fundo ao longo dos últimos 150 anos do SRCF sugerida pelos resultados obtidos, mesmo nas condições de domínio de águas quentes na

coluna d'água, já foi demonstrada anteriormente no trabalho de Farias (2014) com a utilização de foraminíferos bentônicos e geoquímica isotópica das carapaças.

De modo a avaliar a influência da impulsão pelos ventos sobre a variabilidade térmica superfície-termoclina no SRCF, as  $\Delta T_{st}$  foram plotadas graficamente em conjunto com o estresse do vento ao longo da plataforma continental (valores obtidos do banco de dados do projeto Re-analysys) (Figura 29). A intensidade do vento apresenta tendência geral de aumento nos últimos 150 anos, o que pode resultar em eventos mais fortes e frequentes de ressurgência, uma vez que o componente ao longo da plataforma modula a ocorrência do fenômeno na região da margem continental brasileira (CERDA et al., 2013).



**Figura 27** - Comparação entre os dados de estresse do vento sobre a água ao longo da plataforma continental e as variações nas  $\Delta T_{st}$  dos três testemunhos. No gráfico do vento a linha azul representa a tendência do aumento do estresse do vento sobre a água ao longo da plataforma.  
Fonte: PROJETO RE-ANALISYS.

Os resultados das  $\Delta T_{st}$  nas plataformas média e externa tiveram ligações significativas quando confrontados com os dados de vento. Na plataforma média o aumento da  $\Delta T_{st}$  coincide com o crescimento do estresse do vento sobre a água. O aumento da intensidade do vento potencializa o processo de divergente dos ventos, o qual promove maior intrusão subsuperficial da ACAS na plataforma média.

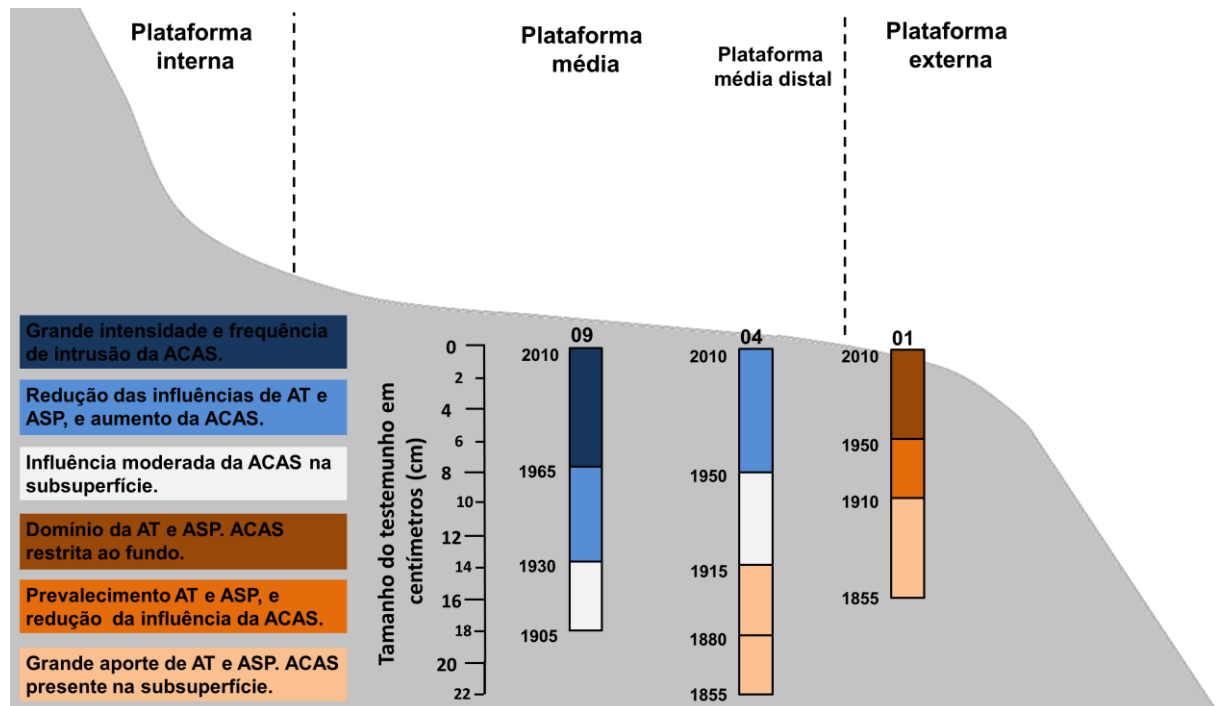
Na plataforma externa a comparação entre a  $\Delta T_{st}$  e o estresse do vento tem resultado contrário ao observado para a plataforma média. O vento, ao aumentar sua intensidade, faz crescer a velocidade da CB e com isso promove a aproximação da mesma com a plataforma externa. Desta forma, essa região passa a sofrer maior influência da AT, devido ao aumento de volume da mesma trazida pelas instabilidades da frente interna da CB. A ACAS fica restrita ao fundo, por onde penetra na plataforma. Assim, a coluna d'água passa a estar termicamente mais homogênea como retratada na  $\Delta T_{st}$ .

Na porção da plataforma média distal não existe boa relação entre a  $\Delta T_{st}$  e os dados de vento. Ocorre nesta porção da plataforma mistura de respostas ao longo do tempo. Nestas alternam-se momentos de comportamentos semelhantes aos apresentados nas plataformas média e externa, com mudanças na tendência apresentada pelos dados de  $\Delta T_{st}$ . Isso indica que essa região da plataforma representa um local de transição entre as condições oceanográficas de plataforma externa e a parte central da plataforma média.

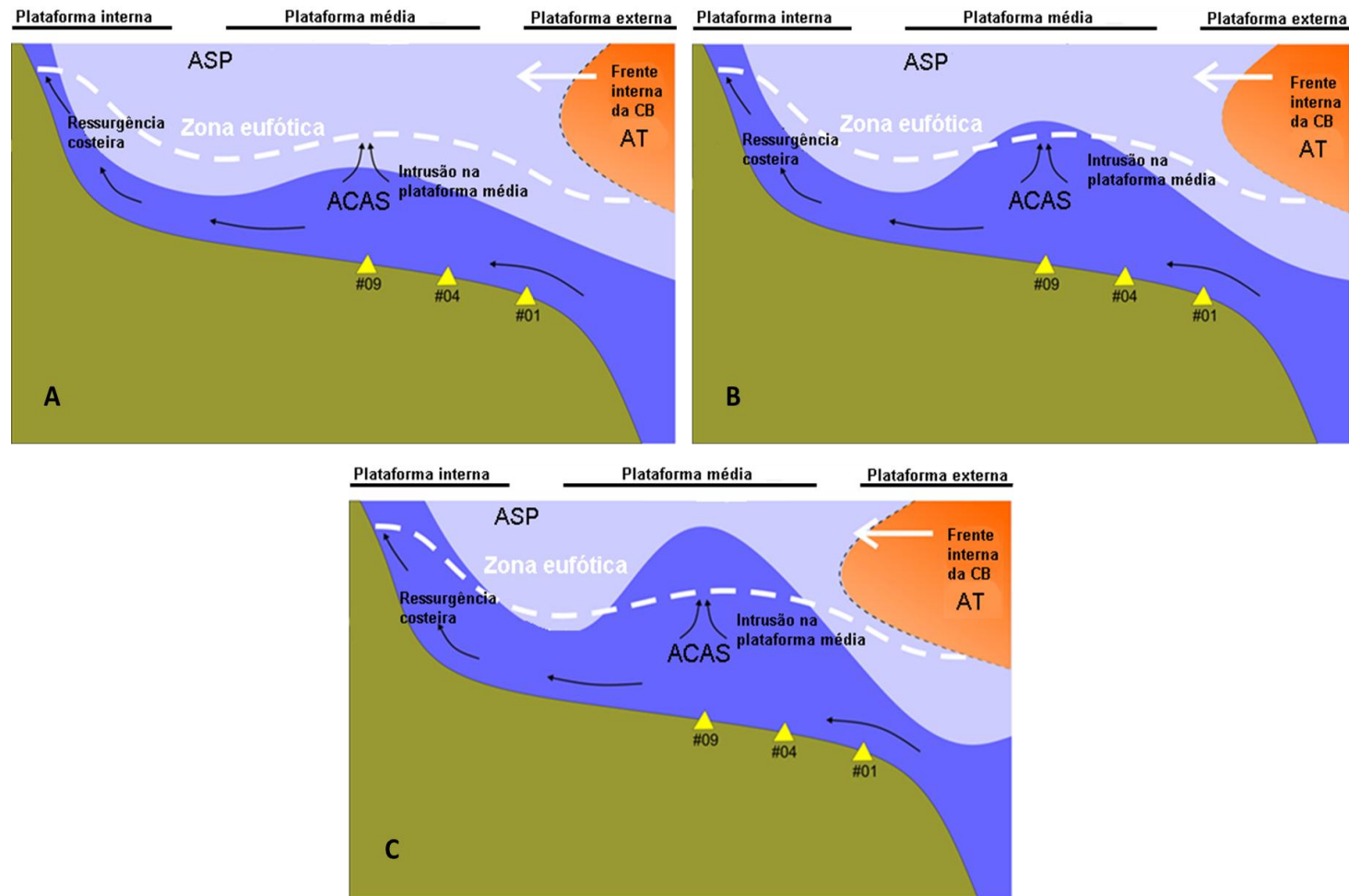
Baseado nos resultados deste estudo, mesmo se a estrutura térmica superfície-termoclina não puder ser relacionada a um único fator dominante, como relatado por Belem et al. (2013), é possível apontar que as principais forçantes para as alterações no gradiente térmico vertical da coluna d'água são a intrusão da ACAS, como colocado por Castro et al. (2013), e a influência da AT por meio da frente interna da CB. As figuras 30 e 31 representam, de forma esquemática, a evolução sugerida no SRCF nos últimos 150 anos. Nelas objetivou-se sintetizar em transeção perpendicular à batimetria as mudanças ocorridas no SRCF, bem como ilustrar a resposta ao aumento de força do vento ao longo da plataforma, provocando aproximação da frente interna da CB na plataforma externa e intrusão subsuperficial da ACAS na plataforma média. As respostas obtidas neste estudo



guiaram a reconstrução dos últimos 150 anos da configuração do SRCF convergindo para o modelo conceitual para a atual condição da região (figura 13B).



**Figura 28** - Figura sintética de comparação estratigráfica entre processos nas fases definidas pela análise CONISS para os três testemunhos estudados na plataforma continental de Cabo Frio. 01, 04 e 09 representam respectivamente os testemunhos BCCF10-01, BCCF10-04 e BCCF10-09. A régua na esquerda marca o tamanho de cada um dos testemunhos. As datas inseridas nos mesmos representam, em valores arredondados, as transições entre as fases de cada perfil ao longo do tempo.



**Figura 29** - Esquema de representação dos estados médios, separados em períodos (CONISS) ao longo dos últimos 150 anos, apontados pelas análises das assembleias e das  $\Delta T_{st}$  dos três testemunhos no SRCF. A figura A mostra condição de menor intrusão subsuperficial da ACAS, frente interna da CB mais afastada e ressurgência costeira mais fraca, sendo representativa da primeira fase da plataforma externa, primeira e segunda da plataforma média distal e primeira da plataforma média. A figura B mostra o aumento de intensidade do fenômeno, com cada vez maior intrusão da ACAS na zona fótica, frente interna da CB mais próxima e ressurgência aumentando de intensidade, sendo representativa da segunda fase da plataforma externa, terceira da plataforma média distal e segunda da plataforma média. A figura C mostra o momento de maior força do fenômeno, com bastante intrusão da ACAS na zona fótica, grande influência da frente interna da CB com a penetração da AT, e forte ressurgência, representando as últimas fases das três porções estudadas da plataforma. Os triângulos amarelos representam os três testemunhos.

## 8 CONCLUSÃO

A análise dos três testemunhos permitiu interpretar a evolução do SRCF nos últimos 150 anos. As composições das assembleias de foraminíferos planctônicos ao longo do tempo proporcionaram o entendimento das mudanças ocorridas na coluna d'água, num gradiente perpendicular à batimetria, referentes à dinâmica das massas d'água do SRCF. A plataforma externa apresentou crescente influência da frente interna da CB, sugerindo aproximação da mesma e com isso maior influência da AT sobre essa porção da plataforma continental. A plataforma média distal, por sua vez, num período inicial teve condições de estrutura da coluna d'água semelhantes à encontrada na externa. Entretanto, devido ao aumento de força da ressurgência evidenciado pelos dados deste trabalho e também em estudos anteriores, passou a sinalizar mais influência da ACAS. Por fim, os resultados da plataforma média reforçaram a observação de crescimento da intensidade do fenômeno, como também já relatado na literatura, confirmando a cada vez maior presença da ACAS em intrusão subsuperficial na plataforma média.

Mudanças nas características oceanográficas do SRCF foram também destacadas a partir da temperatura e da produtividade. A estrutura térmica vertical da coluna d'água reconstruída utilizando os valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  das cinco espécies analisadas evidenciaram, assim como as assembleias, diferenças entre as três porções da plataforma continental estudada. A plataforma externa mostrou nos resultados uma coluna d'água mais homogênea termicamente, indicando assim como nas assembleias, predomínio de águas quentes em sua estrutura vertical. A plataforma média distal teve temperatura registrada pelas espécies com grande amplitude de variação ao longo do tempo. Esta porção se caracterizou como uma zona de transição entre as plataformas média e externa, com grande instabilidade devido a intrusões da ACAS. Na plataforma média foi onde ocorreu a maior diferença de temperatura entre as espécies, principalmente *G. ruber* e *N. dutertrei*, o que foi atribuído ao grande volume subsuperficial da ACAS em intrusão na zona fótica.

Os efeitos das influências das massas d'água nas porções da plataforma continental estudadas se expressaram também sobre a produtividade. O maior volume da ACAS na coluna d'água da região central da plataforma foi refletido nos

valores de  $\delta^{13}\text{C}$  registrados. Os dados isotópicos de carbono reportaram aumento da produtividade nas plataformas média, principalmente, e na média distal ao longo do tempo, acompanhando o aumento da intensidade de intrusão de águas ricas em nutrientes. Enquanto isso, na plataforma externa, as variações do  $\delta^{13}\text{C}$  não foram significativas devido às poucas mudanças na produtividade e predomínio de águas oligotróficas.

Por fim, a partir da diferença de temperaturas registradas por *G. ruber* e *N. dutertrei*, foi calculada a diferença térmica entre superfície e termoclina também em transeção perpendicular à batimetria para a coluna d'água do SRCF. A  $\Delta T_{\text{st}}$  mostrou-se eficiente no acompanhamento da dinâmica oceanográfica da região. O gradiente térmico entre as duas camadas respondeu de forma coerente, principalmente nas plataformas média e externa, às variações de influência das massas d'água sobre a temperatura. Além disso, a  $\Delta T_{\text{st}}$  quando comparada com os dados de vento ao longo da plataforma, um dos principais processos geradores da ressurgência de Cabo Frio, mostrou relação positiva entre as penetrações da ACAS e da AT e o aumento de força do vento.

Os resultados da aplicação da  $\Delta T_{\text{st}}$ , bem como as respostas das mudanças nas assembleias e dos isótopos de carbono e oxigênio proporcionaram melhor entendimento da dinâmica das massas d'água do SRCF e sua reconstrução para os últimos 150 anos. Destacam-se as variações causadas pela ocorrência ressurgência e mais especificamente pela intrusão da ACAS e aproximação da frente interna da CB. Este estudo não só corroborou com o modelo conceitual atual do SRCF, mas também permitiu inferir feições pretéritas de sua conformação.

## 9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, A. L.; CIRANO, M.; PEREIRA, J.; MARTA-ALMEIDA, M. Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos – Campos region of Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 85, p. 42-59, 2014.

ALBUQUERQUE, A. L. S.; BELEM, A.; ZULUAGA, F. J. B.; CORDEIRO, L. G. M.; MENDOZA, A.; KNOPPE, B. A.; GURGEL, M. H.; MEYERS, P.; CAPILLA, R. Particle fluxes and bulk geochemical characterization of the Cabo Frio Upwelling System in Southeastern Brazil: Sediment trap experiments between spring 2010 and summer 2012. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 84, n. 2, 2014.

AL-SABOUNI, N.; KUCERA, M.; SCHMIDT, D. N. Vertical niche separation control of diversity and size disparity in planktonic foraminifera. **Marine Micropaleontology**, v. 63, p. 75–90, 2007.

ANDERSON, O. R.; BÉ, A. W. H. A cytochemical fine structure study of phagotrophy in a planktonic foraminifer, *Hastigerina pelagica* (d'Orbigny). **The Biological Bulletin**, v. 151, n. 3, p. 437-449, 1976.

APPLEBY, P. G.; OLDFIELD, F. Application of lead-210 to sedimentation studies. In: IVANOVICH, M.; HARMON, R. S. (Eds.). **Uranium-Series Disequilibrium: Application to Earth, Marine and Environmental Sciences**. Oxford: Clarendon Press, 1992. p. 731–783. (Oxford Science Publications).

ARMSTRONG, H. A.; BRAISER, M. D. **Microfossils**. Malden: Blackwell Publishing, 2005. 296 p.

BÉ, A. W. H. An Ecological, Zoogeographic and Taxonomic Review of Recent Planktonic Foraminifera. In: RAMSAY, A. T. S. **Oceanic Micropaleontology**. London: Academic Press, 1977. v. 1, p. 1-100.

BÉ, A. W. H. **Planktonic Foraminifera**. Bremerhaven: American Geographical Society, 1969. p. 9–12.

BÉ, A. W. H.; HAMLIN, W. H. Ecology of Recent Planktonic Foraminifera: Part 3: Distribution in the North Atlantic during the Summer of 1962. **Micropaleontology**, v. 13, n. 1, p. 87-106, 1967.

BE, A. W. H.; HUTSON, W. H. Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. **Micropaleontology**, v. 23, p. 369–414, 1977.

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

BELEM, A. L.; CASTELAO, R. M.; ALBUQUERQUE, A. L. Controls of subsurface temperature variability in a western boundary upwelling system. **Geophysical Research Letters**, v. 40, p. 1362–1366, 2013.

BEMIS, B. E.; SPERO, H.; BIJMA, J.; LEA, D. W. Reevaluation of oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. **Paleoceanography**, v. 13, p. 150–160, 1998.

BEMIS, B. E.; SPERO, H.; LEA, D. W.; BIJMA, J. Temperature influence on the carbon isotopic composition of *Globigerina bulloides* and *Orbulina universa* (planktonic foraminifera). **Marine Micropaleontology**, v. 38, p. 213–228, 2000.

BERGER, W. H. Ecologic patterns of living planktonic Foraminifera. **Deep-Sea Research**, v. 16, p. 1-24, 1969.

BIELLER, J. P.; MATHIEU, R.; GRANIER, B. **Short Treatise on Foraminiferology** (Essential on modern and fossil Foraminifera). [S.l.]: Carnets de Géologie, 2010. v. 2.

BIRCH, H.; COXALL, H. K.; PEARSON, P. N.; KROON, D.; O'REGAN, M. Planktonic foraminifera stable isotopes and water column structure: Disentangling ecological signals. **Marine Micropaleontology**, v. 101, p. 127-145, 2013.

BOLTOVSKOY, E.; BOLTOVSKOY, D.; CORREA, N.; BRANDINI, F. Planktic foraminifera from the southwestern Atlantic (30 °-60 °S): species-specific patterns in the upper 50 m. **Marine Micropaleontology**, v. 28, n. 1, p. 53-72, 1996.

BOUVIER-SOUMAG, Y.; DUPLESSY, J. C. Carbon and oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera from laboratory culture, plankton tows and recent sediment implications for the reconstruction of paleoclimatic conditions and of the global carbon cycle. **Journal of Foraminiferal Research**, v. 15, n. 4, p. 302-320, 1985.

BROECKER, W. S. Glacial and interglacial changes in ocean chemistry. **Progress in Oceanography**, v. 11, p. 151-197, 1982.

CALADO, L.; GANGOPADHYAY, A.; SILVEIRA, I. C. A. A parametric model for the Brazil current meanders and eddies off southeastern Brazil. **Geophysics Research Letter**, v. 33, 2006.

CALADO, L.; SILVEIRA, I. C. A.; GANGOPADHYAY, A.; DE CASTRO, B. M. Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). **Continental Shelf Research**, v. 30, p. 1181–1188, 2010.

CAMPOS, E. J. D.; VELHOTE, D.; SILVEIM, I. C. A. D. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 6, p. 751-754, 2000.

CASTELÃO, M. R.; BARTH, J. A. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: the importance of wind stress curl. **Geophysical Research Letters**, v. 33, 2006.

CASTELAO, R. M. Sea Surface Temperature and Wind Stress Curl Variability near a Cape. **Journal of Physical Oceanography**, v. 42, p. 2073–2087, 2012.

CASTRO, B. M. **Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo**. São Paulo, 1996. 249 f. Tese (Doutorado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

CASTRO, B. M. Summer/winter stratification variability in the central part of the South Brazil Bight. **Continental Shelf Research**, v. 89, p. 15-23, 2014.

CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B. Physical oceanography of the Western Atlantic continental shelf located between 48N and 348S. In: ROBINSON, A. R.; BRINK, K. H. **The Sea**. New York: John Wiley , 1998. v. 11, p. 209-251.

CERDA, C.; CASTRO, B. M. Hydrographic climatology of South Brazil Bight shelf waters between Sao Sebastiao (24S) and Cabo Sao Tome (22S). **Continental Shelf Research**, v. 89, p. 5-14, 2013.

CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; GROENEVELD, J.; SILVA, J. B.; CAMPOS, M. C.; GURGEL, M. H. C. Variability of the Brazil Current during the late Holocene. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, p. 28-36, 2013.

CHIESSI, C. M.; ULRICH, S.; MULITZA, S.; PATZOLD, J.; WEFER, G. Signature of the Brazil-Malvinas Confluence (Argentine Basin) in the isotopic composition of 121 planktonic foraminifera from surface sediments. **Marine Micropaleontology**, v. 64, p. 52-66, 2007.

CHIYONOBU, S.; MORI, Y.; ODA, M. Reconstruction of paleoceanographic conditions in the northwestern Pacific Ocean over the last 500 kyr based on calcareous nannofossil and planktic foraminiferal assemblages. **Marine Micropaleontology**, v. 96–97, p. 29–37, 2012.

CIRANO, M.; MATA, M. M.; CAMPOS, E. J. D.; DEIR, N. F. R. A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 24, p. 209–230. 2006.

CONAN, S. M. H.; BRUMMER, G. J. A. Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on the Somalia Basin margin. **Deep-Sea Research II**, v. 47, p. 2207-2227, 2000.

CORDEIRO, L. G. M. S.; BELEM, A. L.; BOULOUBASSI, I.; RANGEL, B.; SIFEDDINE, A.; CAPILLA, R.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Reconstruction of southwestern Atlantic sea surface temperatures during the last Century: Cabo Frio continental shelf (Brazil). **Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology**, v. 415, p. 225-232, 2014.

CRAIG, H. Measurement of oxygen isotopic paleotemperatures. In: TONGIORGI, E. (Ed.). **Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures**. Spoleto, Italy: Consiglio Nazionale Delle Ricerche, 1965. p. 161–182.

DA ROCHA, C. R. M.; SILVA, M. P. R.; VELLOSO, M. F. **Curso Básico de Meteorologia e Oceanografia**. Rio de Janeiro: UFRJ, 2006. 85 p.

DELAYGUE, G.; BARD, E.; ROLLION, C.; JOUZEL, J.; STIEVERNARD, M.; DUPLESSY, J. C.; GANSEN, G. Oxygen isotope/salinity relationship in the northern Indian Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 4565-4574, 2001.

DE MIRÓ, M. D.; ORELL, M. M. Biofacies de foraminíferos planctónicos. **Acta Geologica Hispanica**, v. 4, p. 97–100, 1972.

DI DONATO, V.; ESTADELLA, J. D.; MARTÍN-FERNÁNDEZ, J. A.; ESPOSITO, P. Size Fraction Effects on Planktonic Foraminifera Assemblages: A Compositional Contribution to the Golden Sieve Rush. **Mathematical Geosciences**, 2014. Doi 10.1007/s11004-014-9529-y.

DING, X.; BASSINOT, F.; GUICHARD, F.; LI, Q. Y.; FANG, N. Q.; LABEYRIE, L.; XIN, R. C.; ADISAPUTRA, M. K.; HARDJAWIDJAKSANA, K. Distribution and ecology of planktonic foraminifera from the seas around the Indonesian Archipelago. **Marine Micropaleontology**, v. 58, n. 2, p.114-134, 2006.

DUDLEY, W.; NELSON, C. The  $\delta^{13}\text{C}$  content of calcareous nannofossils as an indicator of Quaternary paleoproductivity in the Southwest Pacific region. **New Zealand Journal Of Geology and Geophysics**, v. 31, p. 111-116. 1998.

DUPLESSY, J. C.; BÉ, A. W. H.; BLANC, P. L. Oxygen and carbon isotopic composition and biogeographic distribution of planktonic foraminifera in the indian ocean. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 33, p. 9-46, 1981.

ENGLAND, M. H. Representing the Global-scale Water-masses in Ocean General Circulation Models. **Journal of Physical Oceanography**, v. 23, n. 7, p. 1523-1552, 1993.

EPSTEIN, S.; BUCHSBAUM, R.; LOWENSTAM, H.; UREY, H. C. Revised Carbonate-water temperature scale. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 62, p. 417–426, 1953.

FAIRBANKS, R. G.; SVERDLOVE, M.; FREE, R.; WIEBE, P. H.; BE, A. W. H. Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. **Nature**, v. 298, p. 841-844, 1982.

FAIRBANKS, R. G.; WHIERE, P. H.; BÉ, A. W. H. Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the Western North Atlantic. **Science**, v. 207, n. 4426, p. 61-63, 1980.



FARIAS, G. R. **Variabilidade da água central do atlântico sul no último século com base em isótopos estáveis e foraminíferos bentônicos sobre a plataforma continental de Cabo Frio (RJ)**. Niterói, 2014. 102 f. Dissertação (Mestrado em Geociências-Geoquímica Ambiental) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2014.

FARMER, E. C.; KAPLAN, A.; MENOCAL, P. B.; STIEGLITZ, J. L. Corroborating ecological depth preferences of planktonic foraminifera in the tropical Atlantic with the stable oxygen isotope ratios of core top specimens. **Paleoceanography**, v. 22, n. 3, 2007.

FAUL, K. L.; RAVELO, A. C.; DELANEY, M. L. Reconstructions of upwelling, productivity, and photic zone depth in the eastern equatorial Pacific Ocean using planktonic foraminiferal stable isotopes and abundances. **Journal of Foraminiferal Research**, v. 30, p. 110–125, 2000.

FELDMEIJER, W.; METCALFE, B.; BRUMMER, A.; GANSSSEN, G. M. Reconstructing the depth of the permanent thermocline through the morphology and geochemistry of the deep dwelling planktonic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides*. **Paleoceanography**, v. 30, n. 1, p. 1-22, 2015.

FRANCHITO, S. H.; ODA, T. O.; RAO, B.; KYANO, M. T. Interaction between Coastal Upwelling and Local Winds at Cabo Frio, Brazil: An Observational Study. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, p. 1590-1598, 2008.

FRIEDRICH, O.; SCHIEBEL, R.; WILSON, P. A.; WELDEAB, S.; BEER, C. J.; COOPER, M. J.; FIEBIG, J. Influence of test size, water depth, and ecology on Mg/Ca, Sr/Ca,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in nine modern species of planktic foraminifers. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 319–320, p. 133–145, 2012.

GANSSSEN, G. M.; PEETERS, F. J. C.; METCALFE, B.; ANAND, P.; JUNG, S. J. A.; KROON, D.; BRUMMER, G. J. A. Quantifying sea surface temperature ranges of the Arabian Sea for the past 20 000 years. **Clim. Past**, v. 7, p. 1337–1349, 2011.

GARRISON, T. **Fundamentos de Oceanografia**. 4. ed. São Paulo: Cengage Learning, 2010. p. 163–190.

GRIMM, E. C. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. **Computers & Geosciences**, v. 13, n. 1, p. 13-35, 1987.

GUPTA, B. K. S. Introduction to Modern Foraminifera. In: BARUN, K. Sen Gupta. **Modern Foraminifera**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2002. p. 3-7.

HALE, W.; PFLAUMANN, U. Sea Surface Temperature estimations using a Modern Analog Technique with foraminiferal assemblages from Western Atlantic Quaternary Sediments. In: FISCHER, G.; WEFER, G. (Eds.). **Use of proxies in**

**paleoceanography: examples from the South Atlantic.** Berlin, Germany: Springer – Verlag, 1999. p. 69-90.

HEMLEBEN, C.; SPINDLER, M.; ANDERSON, O. R. **Modern Planktonic Foraminifera.** New York: Springer-Verlag, 1989.

HOEFS, J. **Stable isotope geochemistry.** Berlin: Springer-Verlag, 2009. 340 p.

HUSUM, K.; HALD, M. Arctic planktic foraminiferal assemblages: Implications for subsurface temperature reconstructions. **Marine Micropaleontology**, v. 96–97, p. 38–47, 2012.

IMBRIE, J.; KIPP, N. G. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. In: TUREKIAN, K. K. (Ed.). **The late cenozoic glacial ages.** New Haven, Connecticut: Yale University Press, 1971. p. 71–181.

JONKERS, L.; HEUVEN, S.; ZAHN, R.; PEETERS, F. J. C. Seasonal patterns of shell flux,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  of small and large *N. pachyderma* (s) and *G. bulloides* in the subpolar North Atlantic. **Paleoceanography**, v. 28, p. 164–174, 2013.

JORISSEN, F. J.; ROHLING, E. J. Faunal perspectives on paleoproductivity. **Marine Micropaleontology**, v. 40, p. 131–134, 2000.

KATZ, M. E.; CRAMER, B. S.; FRANZESE, A.; HÖNICH, B.; MILLER, K. G.; ROSENTHAL, Y.; WRIGHT, J. D. Traditional and emerging geochemical proxies in foraminifera. **Journal of Foraminiferal Research**, v. 40, n. 2, p. 165–192, 2010.

KENNETT, J. **Marine Geology.** Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall Inc., 1982. 813 p.

KLEIJNE, A.; KROON, D.; ZEVENBOOM, W. Phytoplankton and foraminiferal frequencies in northern Indian Ocean and Red Sea surface waters. **Netherlands Journal of Sea Research**, v. 24, n. 4, p. 531-539, 1989.

KROON, D.; DARLING, K. Size and upwelling control of the stable isotope composition of *Neogloboquadrina dutertrei* (D'Orbigny), *Globigerinoides ruber* (D'Orbigny) and *Globigerina bulloides* D'Orbigny: examples from the Panama Basin and Arabian Sea. **Journal of Foraminiferal Research**, v. 25, p. 39–52, 1995.

KROON, D.; GANSSSEN, G. Northern Indian Ocean upwelling cells and the stable isotope composition of living planktonic foraminifera. **Deep-Sea Research**, v. 36, n. 8, p. 1219 – 1236, 1989.

KROON, D.; NEDERBRAGT, A. J. Ecology and Paleoecology of Triserial Planktic Foraminifera. **Marine Micropaleontology**, v. 16, p. 25-38, 1990.

KUCERA, M. Planktonic foraminifera as tracer of past oceanic environments. In: HILLAIRE-MARCEL, C.; VERNAL, A. D. (Eds.). **Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography**. Amsterdam: Elsevier, 2007. p. 213–255.

KUCERA, M. et al. Reconstruction of sea surface temperature from assemblages of foraminifera planktonic: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific oceans. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 24, p. 951-998, 2005.

LEGRANDE, A. N.; SCHMIDT, G. A. Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. **Geophysical Research Letters**, v. 33, 2006.

LESSA, D. O. **Paleoceanografia do sistema de ressurgência de Cabo Frio (RJ) nos últimos 12.000 anos inferida por geoquímica e assembleias de foraminíferos planctônicos**. Niterói, 2013. Tese (Doutorado em Geociências - Geoquímica Ambiental) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2013.

LESSA, D. V. O.; PORTILHO-RAMOS, R.; BARBOSA, C. F.; DA SILVA, A. R.; BELEM, A.; TURCQ, B. J.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Planktonic foraminifera in the sediment of a western boundary upwelling system off Cabo Frio, Brazil. **Marine Micropaleontology**, v. 106, p. 55-68, 2014.

LI, Q.; JAMES, N. P.; BONE, Y.; MCGOWRAN, B. Palaeoceanographic significance of recent foraminiferal biofacies on the southern shelf of Western Australia: a preliminary study. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 147, p. 101-120, 1999.

LODER, J. W.; BOICOURT, W. C.; SIMPSON, J. H. Western ocean boundary shelves coastal segment (W). In: ROBINSON, A. R.; BRINK, K. H. **The Sea**. New York: John Wiley & Sons, 1998. v. 11, p. 3–27.

LOEBLICH, A. R.; TAPPAN, H. **Foraminiferal Genera and their classification**. New York: Van Nostrand Reinhold, 1988. 2115 p.

LONCARIC, N.; PEETERS, F. J. C.; KROON, D.; BRUMMER, G. J. A. Oxygen isotope ecology of recent planktic foraminifera at the central Walvis Ridge (SE Atlantic). **Palaeoceanography**, v. 21, n. 3, 2006.

MAHIQUES, M. M.; BÍCEGO, M. C.; SILVEIRA, I. C. A.; SOUSA, S. H. M.; LOURENÇO, R. A.; FUKUMOTO, M. M. Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian shelf. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77, n. 3, p. 535–548, 2005.

MAHIQUES, M. M.; SILVEIRA, I. C. A.; SOUSA, S. H. M.; RODRIGUES, M. Post-LGM sedimentation on the outer shelf-upper slope of the northernmost part of São Paulo Bight, southeastern Brazil. **Marine Geology**, v. 181, p. 387–400, 2002.

MARTINEZ, J. I.; MORA, G.; BARROWS, T. T. Paleoceanographic conditions in the western Caribbean Sea for the last 560 kyr as inferred from planktonic foraminifera. **Marine Micropaleontology**, v. 64, p. 177–188, 2007.

MATSUZAKI, K. M. R.; EYNAUD, F.; MALAIZÉ, B.; GROUSSET, F. E.; TISSERAND, A.; ROSSIGNOL, L.; CHARLIER, K.; JULLIEN, E. Paleoceanography of the Mauritanian margin during the last two climatic cycles: From planktonic foraminifera to African climate dynamics. **Marine Micropaleontology**, v. 79, p. 67–79, 2011.

MOHTADI, M.; HEBBELN, D.; MARCHANT, M. Upwelling and productivity along the Peru–Chile Current derived from faunal and isotopic compositions of planktic foraminifera in surface sediments. **Marine Geology**, v. 216, p. 107–126, 2007.

MORTLOCK, R. A.; CHARLES, C. D.; FROELICH, P. N.; ZIBELLO, M. A.; SALTZMAN, J.; HAYS, J. D.; BURCKLE, L. H. Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation. **Nature**, v. 351, p. 220–223, 1991.

MULITZA, S.; ARZ, H.; MUCKE, K.; MOOS, C.; NIEBLER, H. S.; PATZOLD, J.; SEGL, M. The South Atlantic Carbon Isotope Record of Planktic Foraminifera. In: FISCHER, G.; WEFER, G. (Eds.). **Use of proxies in paleoceanography: examples from the South Atlantic**. Berlin, Germany: Springer – Verlag, 1999. p. 427 - 445.

MULITZA, S.; BOLTOVSKOY, D.; DONNER, B.; MEGGERS, H.; PAUL, A.; WEFER, G. Temperature: N18O relationships of planktonic foraminifera collected from surface waters. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 202, p. 143–152, 2003.

MULITZA, S.; DURKOOP, A.; HALE, W.; WEFER, G.; STEFAN NIEBLER, H., Planktonic foraminifera as recorders of past surface-water stratification. **Geology**, v. 25, p. 335–338, 1997.

NAGAI, R. H.; SOUZA, S. H. M.; BURONE, L.; MAHIQUES, M. M. Paleoproductivity changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian continental margin: Benthic foraminifera and sedimentological proxies. **Quaternary International**, v. 206, p. 62–71, 2009.

NAIDU, P. D. Distribution patterns of Recent planktonic foraminifera in surface sediments of the western continental margin of India. **Marine Geology**, v. 110, p. 403–418, 1993.

NAIDU, P. D. Influence of monsoon upwelling on the planktonic foraminifera off Oman during Late Quaternary. **Indian Journal of Marine Sciences**, v. 36, p. 322–331, 2007.

NAIDU, P. D.; MALMGREN, B. A. A high-resolution record of late Quaternary upwelling along the Oman Margin, Arabian Sea based on planktonic foraminifera. **Paleoceanography**, v. 11, n. 1, p. 129–140, 1996.

NAIDU, P. D.; NIITSUMA, N. Atypical  $\delta^{13}\text{C}$  signature in *Globigerina bulloides* at the ODP site 723A (Arabian Sea): implications of environmental changes caused by upwelling. **Marine Micropaleontology**, v. 53, p. 1-10, 2004.

NAIDU, P. D.; NIITSUMA, N. Carbon and oxygen isotope time series records of planktonic and benthic foraminifera from the Arabian Sea: implications on upwelling processes. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 202, p. 85-95, 2003.

NIEBLER, H.-S.; HUBBERTEN, H.-W.; GERSONDE, G. Oxygen isotope values of planktic foraminifera: a tool for the reconstruction of surface water stratification. In: FISCHER, G.; WEFER, G. (Eds.). **Use of Proxies in Paleoceanography**: examples from the South Atlantic. Berlin: Springer-Verlag, 1999. p. 165–189.

ORTIZ, J. D.; MIX, A. C. The spatial distribution and seasonal succession of planktonic foraminifera in the California Current off Oregon, September 1987–September 1988. In: SUMMERHAYES, C. P.; PRELL, W. L.; EMEIS, K. C. **Upwelling Systems**: Evolution Since the Early Miocene. London: Geological Society Special Publication, 1992. p. 197–213.

OTTENS, J. J.; NEDERBRAGT, A. J. Planktic foraminiferal diversity as indicator of ocean environments. **Marine Micropaleontology**, v. 19, p. 13-28, 1992.

PATRICK, A.; THUNELL, R. C. Tropical Pacific sea surface temperatures and upper water column thermal structure during the last glacial maximum. **Paleoceanography**, v. 12, n. 5, p. 649-657, 1997.

PEETERS, F. J. C.; BRUMMER, G. J. A.; GANSSEN, G. The effect of upwelling on the distribution and stable isotope composition of *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (planktic foraminifera) in modern surface waters of the NW Arabian Sea. **Global and Planetary Change**, v. 34, p. 269–291, 2002.

PEREIRA, M. D.; SCHETTINI, C. A. F.; OMACHI, C. Y. Caracterização de feições oceanográficas na plataforma de Santa Catarina através de imagens orbitais. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n. 1, 2009.

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

PINET, P. R. **Oceanography**: an introduction to de planet oceanus. St. Paul, Minnesota: West Publishing Company, 1992. 571 p.

PIOLA, A. R.; CAMPOS, E. J. D.; MÖLLER, O. O.; CHARO, M.; MARTINEZ, C. Subtropical Shelf Front of eastern South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 6565-6578, 2000.

RAVELO, A. C.; FAIRBANKS, R. G. Oxygen isotopic composition of multiple species of planktonic foraminifera: recorders of the modern photic zone temperature gradient. **Paleoceanography**, v. 7, n. 6, p. 815-831, 1992.

RAVELO, A. C.; FAIRBANKS, R. G. Reconstructing tropical atlantic hydrography using planktonic foraminifera and an ocean model. **Paleoceanography**, v. 5, n. 3, p. 409-431, 1990.

RAVELO, A. C.; HILLAIRE-MARCEL, C. The Use of Oxygen and Carbon Isotopes of Foraminifera in Paleoceanography. In: HILLAIRE-MARCEL, C.; DE VERNAL, A. (Eds.). **Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography**. Amsterdam: Elsevier, 2007. 843 p.

RODRIGUES R. R.; LOENZZETTI, J. A. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. **Continental Shelf Research**, v. 21, p. 371-394, 2001.

ROHLING E. J.; COOKE, S. Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells. In: GUPTA, B. K. S. **Modern Foraminifera**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1999. 371 p.

SALGUEIRO, E.; VOELKER, A.; ABRANTES, F.; MEGGERS, H.; PFLAUMANN, U.; LONCARIC, N.; GONZÁLES-ÁLVAREZ, R.; OLIVEIRA, P.; BARTELS-JONSDÓTTIR, MORENO, J.; WEFER, G. Planktonic foraminifera from modern sediments reflect upwelling patterns off Iberia: Insights from a regional transfer function. **Marine Micropaleontology**, v. 66, p. 135–164, 2008.

SANDERS, C. J.; CALDEIRA, P. P.; SMOAK, J. M.; KETTERER, M. E.; BELEM, A.; MENDOZA, U. M.; CORDEIRO, L. G. M. S.; SILVA-FILHO, E. V.; PATCHINEELAM, S. R.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Recent organic carbon accumulation (100 years) along the Cabo Frio, Brazil upwelling region. **Continental Shelf Research**, v. 75, p. 68–75, 2014.

SARNTHEIN, M.; WINN, K. Reconstruction of low and middle latitude export productivity, 30,000 years BP to Present: Implications for global carbon reservoirs. In: SCHLESINGER, M. E. (Ed.). **Climate-Ocean Interaction**. Dordrecht: Kluwer, 1990. p. 319-342.

SAUTTER, L. R.; THUNELL, R. C. Planktonic foraminiferal response to upwelling and seasonal hydrographic conditions; sediment trap results from San Pedro Basin, Southern California Bight. **Journal of Foraminiferal Research**, v. 21, p. 347-363, 1991.

SCHIEBEL, R.; HEMLEBEN, C. Modern planktic foraminifera. **Paleontologische Zeitschrift**, v. 79, n. 1, p. 135-148, 2005.

SCHMUKER, B.; SCHIEBEL, R. Planktic foraminifers and hydrography of the eastern and northern Caribbean Sea. **Marine Micropaleontology**, v. 46, n. 3-4, p. 387-403, 2002.

SCHNEIDER, R. R.; MULLER, P. J.; WEFER, G. Late Quaternary paleoproductivity changes off the Congo deduced from stable carbon isotopes of planktonic foraminifera. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 110, p. 255–274, 1994.

SHACKLETON, N. J. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean during the last glacial. **Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique**, France, v. 219, p. 203-209, 1974.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao largo da Costa Brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, p. 171–183, 2000.

SOUSA, S. H. M.; GODOI, S. S.; AMARAL, P. G. C.; VICENTE, T. M.; MARTINS, M. V. A.; SORANO, M. R. G. S.; GAETA, S. A.; PASSOS, R. F.; MAHIQUES, M. M. Distribution of living planktonic foraminifera in relation to oceanic processes on the southeastern continental Brazilian margin (23S–25S and 40W–44W). **Continental Shelf Research**, v. 89, p. 76-87, 2014.

SOUTO, D. D.; LESSA, D. V. O.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B. J.; BARBOSA, C. F. Marine sediments from southeastern Brazilian continental shelf: A 1200 year record of upwelling productivity. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 299, p. 49–55, 2011.

SPERO, H. J.; DENIRO, M. J. The influence of symbiont photosynthesis on the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of planktonic foraminiferal shell calcite. **Symbiosis**, v. 4, p. 213-228, 1987.

SPERO, H. J.; LEA, D. W. Experimental determination of stable isotope variability in *Globigerina bulloides*: implications for paleoceanographic reconstructions. **Marine Micropaleontology**, v. 28, p. 231-246, 1996.

SPERO, H. J.; MIELKE, K. M.; KALVE, E. M.; LEA, D. W.; PAK, D. K. Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr. **Paleoceanography**, v. 18, n. 1, 2003.

STEENS, T. N. F.; GANSEN, G.; KROON, D. Oxygen and carbon isotopes in planktonic foraminifera as indicators of upwelling intensity and upwelling-induced high productivity in sediments from the northwestern Arabian Sea. **Geological Society Special Publication**, v. 64, p. 107-119, 1992.

STEPH, S.; REGENBERG, M.; TIEDEMANN, R.; MULITZA, S.; NURNBERG, D. Stable isotopes of planktonic foraminifera from tropical Atlantic/Caribbean core-tops: Implications for reconstructing upper ocean stratification. **Marine Micropaleontology**, v. 71, p. 1-19, 2009.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**., v. 104, p. 20863-20883, 1999.

SVERDRUP, K. A.; ARMBRUST, E. V. **An introduction to the world's oceans**. 10. ed. New York: McGraw-Hill, 2009. 508 p.

TEDESCO, K.; THUNELL, R.; ASTOR, Y.; MULLER-KARGER, F. The oxygen isotope composition of planktonic foraminifera from the Cariaco Basin, Venezuela: Seasonal and interannual variations. **Marine Micropaleontology**, Amsterdam, v. 3, n. 62, p. 180-193, 2007.

TEDESCO, K.; THUNELL, R. High resolution tropical climate record for the last 6.000 years. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 17, 2003.

THUNELL, R.; SAUTTER, L. R. Planktonic foraminiferal faunal and stable isotopic indices of upwelling: a sediment trap study in the San Pedro Basin, Southern California Bight. In: SUMMERHAYES, C. P.; PRELL, W. L.; EMEIS, K. C. (Eds.). **Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene**. [S.l.]: Geological Society Special Publication, 1992. p. 77–91.

THUNELL, R.; TAPPA, E.; PRIDE, C.; KINCAID, E. Sea-surface temperature anomalies associated with the 1997–1998 El Niño recorded in the oxygen isotope composition of planktonic foraminifera. **Geology**, v. 27, n. 9, p. 843–846, 1999.

THURMAN, H. V.; TRUJILLO, A. P. **Introductory oceanography**. 10. ed. New Jersey: Pearson Prentice Hall, 2004. 608 p.

TOLDERLUND, D. S.; BÉ, A. W. H. Seasonal Distribution of Planktonic Foraminifera in the Western North Atlantic. **Micropaleontology**, v. 17, n. 3, p. 297-329, 1971.

TOLEDO, F. A.; COSTA, K. B.; PIVEL, M. A. G.; CAMPOS, E. J. D. Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic foraminifera. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 11, p. 169-178, 2008.

UREY, H. C.; EPSTEIN, S.; MCKINNEY, C.; MCCREA, J. Method for measurement of paleotemperatures. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 59, p. 1359–1360, 1947.

VALENTIN, J. L. Analyse des paramètres hydrobiologiques dans la remontée de Cabo Frio (Brésil). **Marine Biology**, v. 82, n. 3, p. 259-276, 1984.



VENANCIO, I. M.; BELEM, A. L.; DOS SANTOS, T. H. R.; ZUCCHI, M. R.; AZEVEDO, A. E. G.; CAPILLA, R.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Influence of continental shelf processes in the water mass balance and productivity from stable isotope data on the Southeastern Brazilian coast. **Journal of Marine Systems**, v. 139, p. 241–247, 2014.

WAELEBROECK, C.; MULITZA, S.; SPERO, H.; DOKKEN, T.; KIEFER, T.; CORTIJO, E. A global compilation of late Holocene planktonic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$ : relationship between surface water temperature and  $\delta^{18}\text{O}$ . **Quaternary Science Reviews**, v. 24, p. 853–868, 2005.

WEFER, G.; BERGER, W. H.; BIJMA, J.; FISCHER, G. Clues to Ocean History: a Brief Overview of Proxies. In: FISCHER, G.; WEFER, G. (Eds.). **Use of proxies in paleoceanography: examples from the South Atlantic**. Berlin, Germany: Springer – Verlag, 1999. p. 1-68.

WEJNERT, K. E.; PRIDE, C. J.; THUNELL, R. C. The oxygen isotope composition of planktonic foraminifera from the Guaymas Basin, Gulf of California: Seasonal, annual, and interspecies variability. **Marine Micropaleontology**, v. 74, p. 29–37, 2010.

WEJNERT, K. E.; THUNELL, R. C.; ASTOR, Y. Comparison of species-specific oxygen isotope paleotemperature equations: sensitivity analysis using planktonic foraminifera from the Cariaco Basin, Venezuela. **Marine Micropaleontology**, v. 101, p. 76–88, 2013.

WILLIAMS, D. F.; HEALY WILLIAMS, N. Oxygen isotopic-hydrographic relationships among recent planktonic foraminifera from the Indian Ocean. **Nature**, v. 283, p. 848–852, 1980.

WILLIAMS, D. F.; JOHNSON, W. C. Diversity of Recent planktonic Foraminifera in the southern Indian Ocean and Late Pleistocene paleotemperatures. **Quaternary Research**, v. 5, p. 237-250, 1975.

## 10 APÊNDICE

### CARACTERÍSTICAS ECOLÓGICAS DAS PRINCIPAIS ESPÉCIES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS ENCONTRADAS NOS TRÊS TESTEMUNHOS COLETADOS NA PLATAFORMA CONTINENTAL DE CABO FRIO

Estão apresentadas abaixo as características ecológicas das principais espécies que compõem a assembleia de foraminíferos planctônicos dos box-cores trabalhados. Foram selecionadas as seis espécies principais bem como as espécies raras, como definido anteriormente.

#### ***G. ruber*** (rosa e branca)

É a espécie mais bem sucedida no Oceano Atlântico Tropical e Subtropical, habitando a camada de mistura (BÉ; TOLDERLUND, 1971; TOLDERLUND; BÉ, 1971; RAVELO; FAIRBANKS, 1992; THUNELL et al., 1999). É especialmente abundante em águas com temperatura superficial entre 21 e 29°C, oligotróficas e com salinidade entre 34 e 36 ‰. Possui dinoflagelados simbiotes e carapaça espinhosa (BÉ; TOLDERLUND, 1971; BÉ; HUTSON, 1977; BOLTOVSKOY et al., 1996). Na Margem Continental Brasileira a espécie é tipicamente associada à Corrente do Brasil (BOLTOVSKOY et al., 1996). Nesta região é encontrada principalmente na Bacia de Campos, na Margem continental do Rio de Janeiro (LESSA et al., 2014) onde mais especificamente no SRCF pode ser relacionada diretamente com a presença da AT (SOUTO et al., 2011). O morfotipo rosa, o qual é restrito ao Oceano Atlântico (TOLDERLUND; BÉ, 1971) é abundante em águas com temperaturas que podem variar de 14 até 30°C, habitando os 20 primeiros metros da coluna d'água, bem como é associado às margens continentais e sistemas de correntes, como a CB (BÉ; TOLDERLUND, 1971).

#### ***G. rubescens***

Tem como característica própria o tamanho reduzido, mesmo para os indivíduos adultos (BERGER et al., 1968; AL-SABOUNI et al., 2007). É uma espécie espinhosa geralmente de cor rosa e vive na superfície (BÉ; HAMLIN, 1962; BÉ; TOLDERLUND, 1971) em águas quentes (BÉ, 1969; BOLTOVSKOY et al., 1996).

Habita as regiões tropical a subtropical (BÉ; HUTSON 1977; BÉ; TOLDERLUND, 1971; NAIDU, 1993). É muito abundante na MCRJ e a redução de sua abundância relativa próxima à plataforma interna do SRCF é devido a predominância de espécies de águas frias, impulsionada pelo evento de ressurgência costeira na região (LESSA et al., 2014). No SRCF a espécie pode ser associada à AT (SOUTO et al., 2011). Seu intervalo de temperatura ótima de ocorrência é entorno de 23°C, e salinidade próxima a 35,5. Especialmente abundante nas margens continentais (BÉ; HUTSON, 1977).

### ***G. bulloides***

*G. bulloides* tem suas maiores concentrações ligadas a áreas subpolares e de águas de transição (BÉ; TOLDERLUND, 1971; TOLDERLUND; BÉ 1971; BÉ; HAMLIN, 1962; BÉ, 1969). É uma espécie de águas frias, que vive em temperaturas entre 2 e 23°C, salinidade entre 34,4 e 36,6 (TOLDERLUND; BÉ, 1971, BÉ, 1960) e habita a superfície (BÉ; HAMLIN, 1962). Em regiões tropicais e subtropicais a presença relativamente grande de *G. bulloides* está provavelmente ligada à ocorrência de fenômenos de ressurgência, como sugerem Naidu (1993) e Kucera (2007). De acordo com Souto et al. (2011) e Lessa et al. (2014) a espécie é muito abundante no SRCF associada à ACAS, estando de acordo com Bé e Tolderlund (1971) que afirmam que no Atlântico Sul é encontrada em áreas de ressurgência. Segundo Peeters et al. (2002) *G. bulloides* é usada frequentemente como indicadores de águas ricas em nutrientes e de baixa temperatura, em eventos de ressurgência, além da concentração de carapaças da espécie ser maior em períodos de ocorrência do evento.

### ***T. quinqueloba***

*T. quinqueloba* ocorre predominantemente na região subpolar, podendo também ser encontrada nas regiões polar e de transição. Sua abundância diminui com a presença de águas quentes. Ocorrem em temperaturas entre 1 e 21°C com preferência por águas em torno de 12°C e salinidade entre 34,4 e 36 (BÉ; TOLDERLUND, 1971; TOLDERLUND; BÉ, 1971). É uma espécie relacionada a águas frias (BÉ, 1969), principalmente na região subpolar. Habita a superfície (BÉ; HAMLIN, 1962; BÉ; TOLDERLUND, 1971). De acordo com Lessa et al. (2014)

assim como *G. bulloides*, *T. quinqueloba* teve alta abundância no SRCF, ligando a espécie à ocorrência do evento na região, e particularmente à ACAS segundo Souto et al. (2011). Apesar de sua relação com águas frias, é recorrente o aparecimento da espécie em regiões tropicais e subtropicais (BÉ; HUTSON, 1977). Segundo Bé e Tolderlund (1971) no Atlântico Sul é associada à Corrente das Malvinas.

### ***G. glutinata***

*G. glutinata* habita a camada de mistura se configurando então como uma espécie de superfície ou subsuperfície (BÉ; HAMLIN, 1962; BÉ; TOLDERLUND, 1971; RAVELO; FAIRBANKS, 1990). É cosmopolita, podendo ser encontrada da região subártica até a subantártica. A temperatura de habitat varia de 3 a 30°C e salinidade de 34,5 a 36,6 (BÉ; HAMLIN, 1962; BÉ, 1969; BÉ; TOLDERLUND, 1971; TOLDERLUND; BÉ, 1971; NAIDU, 1993). Sua população tende a aumentar com o afastamento da costa e sua abundância se comporta de forma contrária ao aumento da TSM, mostrando preferência por temperaturas mais baixas (NAIDU, 1993). A espécie mostra certa sensibilidade a mudanças na produtividade e a abundância cresce em áreas de ressurgência (BÉ, 1977). Normalmente tem tamanho bastante reduzido, mesmo os indivíduos adultos (BÉ; HUTSON, 1977). No oceano Atlântico a espécie é muito abundante na camada de mistura (RAVELO; FAIRBANKS, 1990). Ocorre em alta frequência no Atlântico Sul, inclusive na costa brasileira (BÉ; TOLDERLUND, 1971). Na margem continental do Rio de Janeiro a espécie apresenta alta abundância, em especial no SRCF, onde indicaria produtividade relacionada à ressurgência (LESSA et al., 2014). De acordo com Souto et al. (2011) nesta região a espécie pode ser correlacionada com a ACAS. É considerada um raro exemplo de espécie que se distribui por diversas e diferentes massas d'água ao longo de todos os oceanos com grande sucesso.

### ***H. siphonifera* e *G. calida***

*H. siphonifera* tem forte relação com a termoclina quando a mesma se encontra mais rasa (RAVELO; FAIRBANKS, 1992). É uma espécie de ambiente tropical e subtropical (NAIDU, 1993), ocorrendo também em áreas de ressurgência após a ocorrência do evento (BÉ; TOLDERLUND, 1971). Vive em um intervalo de temperatura que varia entre 10 e 29°C e salinidade entre 35,5 e 36,6 (BÉ; HAMLIN,

1962; TOLDERLUND; BÉ, 1971). É ligada a águas quentes (BÉ, 1969; NAIDU, 1993; BOLTOVSKOY et al., 1996). Sua distribuição vertical é bastante ampla, vivendo entre a superfície e 300 metros de profundidade (BÉ; TOLDERLUND, 1971). De acordo com Lessa et al. (2014) a espécie tem ligação com águas quentes e produtivas na MCRJ. No Atlântico Sul é associada à Corrente de Benguela principalmente. Suas características se assemelham muito às de *G. calida* (BÉ; TOLDERLUND, 1971).

*G. calida* por sua vez também apresenta alta abundância na MCRJ, na região do SRCF na plataforma continental (LESSA et al., 2014). É uma espécie de ambiente tropical e subtropical, habitando preferencialmente áreas de baixa produtividade (SCHMUKER; SCHIEBEL, 2002), mas também presente em regiões de ressurgência, provavelmente proliferando na fase final do evento, como uma espécie oportunista (LESSA et al., 2014). A espécie possui a mesma distribuição geográfica e as mesmas preferências ecológicas que *H. siphonifera*.

### ***G. sacculifer***

É uma espécie habitante de águas rasas, quentes e oligotróficas, sendo dominante em águas equatoriais e abundante em águas tropicais e subtropicais (FAIRBANKS et al., 1982; KROON; NEDERBRAGT, 1990; BOLTOVSKOY et al., 1996). A espécie ocorre em um intervalo de temperatura entre 15 e 29°C e salinidade entre 34 e 36. Pode ser encontrada na termoclina quando a mesma se aproxima da superfície (RAVELO; FAIRBANKS, 1992). Tolerar alta variação de salinidade em águas muito oligotróficas (OTTENS; NEDERBRAGT, 1992). Com relação ao Oceano Atlântico, é abundante na região tropical. É uma espécie típica da Corrente do Brasil (BÉ, 1977; NIEBLER et al., 1999). Lessa et al. (2014) demonstrou que na MCRJ a espécie é bem distribuída, sendo abundante na Bacia de Campos. Assim como *G. ruber*, é uma das mais abundantes em se tratando de águas quentes. Como a CB e as massas d'água da região do SRCF tem salinidade alta, por vezes acima de 36, a abundância de *G. sacculifer* é desfavorecida (BÉ; TOLDERLUND, 1971).

### ***G. menardii***

*G. menardii* é uma espécie que pode ser associada aos habitats tropical e subtropical, com preferências por profundidades próximas ou maiores que 50 metros (BE; TOLDERLUND, 1971; KROON; NEDERBRAGT, 1990). Abundante na camada de termoclina onde a produtividade e a clorofila são altas (BÉ, 1977; RAVELO; FAIRBANKS, 1990; RAVELO; FAIRBANKS, 1992; MARTINEZ et al., 2007). É primariamente uma espécie equatorial, sendo sua presença em altas latitudes geralmente associada ao transporte por correntes quentes. Está presente em temperaturas que variam de 17,5 a 29,5°C e salinidade entre 35 e 36,6 (TOLDERLUND; BÉ, 1971; BÉ; HUTSON, 1977). No Atlântico Sul, *G. menardii* tem afinidade com águas associadas a Corrente do Brasil (BOLTOVSKOY et al, 1996). Suas maiores frequências geralmente ocorrem em sistemas de corrente fortes, como a CB (BÉ; TOLDERLUND, 1971). Na MCRJ é mais abundante na Bacia de Campos, estando também associada à AT (LESSA et al., 2014).

### ***N. dutertrei***

É comumente associada a águas produtivas, e regiões de ressurgência. Espécie de ambiente subtropical e tropical, habitando a camada termoclina (TOLDERLUND; BÉ, 1971; BÉ, 1977; BÉ; HUTSON, 1977; DING et al., 2006). A alta concentração desta espécie na fauna indica baixa salinidade e termoclina rasa (DING et al., 2006). Cresce na profundidade de máximo de clorofila, proliferando quando a termoclina está na zona fótica (FAIRBANKS et al., 1980; FAIRBANKS et al., 1982; RAVELO; FAIRBANKS, 1992; SCHMUKER; SCHIEBEL, 2002). Ocorre em faixas de temperatura que vão de 17 a 27°C e salinidade entre 35,7 e 36,6, sendo frequente no Atlântico Sul tropical e temperado (FAIRBANKS et al., 1980). É especialmente abundante em regiões de sistemas de correntes fortes como a CB e próxima a margens continentais. No Atlântico Sul tem grande abundância próximo à costa nordeste brasileira (BÉ; TOLDERLUND, 1971). Na MCRJ tem fluxo alto, o qual pode ser observado na região do SRCF (VENÂNCIO et al., em preparação).

***O. universa***

A espécie é encontrada geralmente na camada de mistura e também na termoclina sazonal rasa (RAVELO; FAIRBANKS, 1992). Pode ser considerada cosmopolita, sendo comum em ambiente tropical e subtropical, também com presença bem demarcada em áreas de ressurgência após a ocorrência do evento e em regiões de fortes sistemas de correntes (BÉ; TOLDERLUND, 1971). A espécie vive em um intervalo de temperatura entre 10 e 29°C, e salinidade entre 35 e 36,6 (BÉ; HAMLIN, 1962; TOLDERLUND; BÉ, 1971; BÉ; HUTSON, 1977). É relacionada a regiões de águas quentes (BÉ, 1969) e oligotróficas (SCHMUKER; SCHIEBEL, 2002). Reduz sua abundância durante períodos de ressurgência (SAUTTER; THUNNEL, 1991). No Atlântico Sul é abundante na região da Corrente de Benguela (BÉ; TOLDERLUND, 1971).