Heliane Bevervanso Ferrarese

Variações de produtividade da porção oeste do Atlântico Sul ao longo dos últimos 15 mil anos a partir de estudo quantitativo de nanofósseis calcários

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, área de Oceanografia Química e Geológica.

Orientador:

Prof. Dr. Felipe Antonio de Lima Toledo

São Paulo

2009

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

Variações de produtividade da porção oeste do Atlântico Sul ao longo dos últimos 15 mil anos a partir de estudo quantitativo de nanofósseis calcários

Heliane Bevervanso Ferrarese

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia Química e Geológica

Julgada em ____/____/____ por

Prof(a). Dr(a). Conceito

Prof(a). Dr(a). Conceito

Prof(a). Dr(a). Conceito

SUMÁRIO

TABELA	i
LISTA DE FIGURAS	i
RESUMO.....	iii
ABSTRACT	iv
AGRADECIMENTOS	v
1. INTRODUÇÃO	1
<i>1.1 Os Nanofósseis Calcários.....</i>	<i>3</i>
<i>1.1.1 Classificação Taxonômica</i>	<i>7</i>
<i>1.2 O Holoceno no Brasil</i>	<i>9</i>
<i>1.3 O Holoceno no Atlântico Sul</i>	<i>15</i>
2. OBJETIVOS	19
<i>2.1 Objetivo Geral</i>	<i>19</i>
<i>2.2 Objetivos Específicos.....</i>	<i>19</i>
3. ÁREA DE ESTUDO	19
<i>3.1 Fisiografia</i>	<i>20</i>
<i>3.2 Circulação Oceânica e Massas d'água</i>	<i>22</i>
<i>3.4 Clima e Vegetação</i>	<i>28</i>
<i>3.5 Produtividade Primária no Atlântico Sul</i>	<i>29</i>
4. MATERIAIS E MÉTODOS	37
<i>4.1 Cronologia.....</i>	<i>37</i>
<i>4.2 Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio, razão Fe/Ca e Teor de Carbonato de Cálcio</i>	<i>37</i>
<i>4.3 Preparação das lâminas</i>	<i>38</i>
<i>4.4 Análise Quantitativa</i>	<i>40</i>
5. RESULTADOS.....	42
<i>5.1 Cronologia.....</i>	<i>42</i>
<i>5.2 Isótopos estáveis de carbono e Oxigênio</i>	<i>43</i>
<i>5.3 Nanofósseis calcários</i>	<i>44</i>
6. DISCUSSÃO	51

7. CONCLUSÕES.....	63
8. REFERÊNCIAS	65
ANEXO 1.....	76
ANEXO 2.....	77
ANEXO 3.....	81

TABELA

Tabela 1 - Profundidade das amostras enviadas para datações de radiocarbono e respectivas estimativas de idades calendário para o testemunho KF02.	42
---	----

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Diagrama esquemático mostrando os padrões de precipitação de verão na América do Sul e mudanças relacionadas nas células de Walker e Hadley para a) alta insolação de verão no hemisfério sul para os últimos 4.000 anos AP e b) baixa insolação de verão no hemisfério sul entre 9.000 e 6.000 anos AP.....	14
Figura 1.2 - Curva de variação do nível relativo do mar ao longo dos últimos 17.000 anos AP.	16
Figura 3.1 - localização do testemunho KF-02.....	20
Figura 3.2 - Esquematização do giro Subtropical do Atlântico Sul.....	23
Figura 3.3 - Esquema mostrando a configuração das massas d'água nas proximidades da região de estudo	25
Figura 3.4 - Diagramas de dispersão dos nutrientes inorgânicos dissolvidos e oxigênio dissolvido em função de sigma-t obtidos na plataforma continental e região oceânica dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro	32
Figura 3.5 - Quadro sintético dos principais fenômenos da costa sudeste-sul (Braga e Niencheski, 2006).	33
Figura 3.6 - Distribuições médias anuais de clorofila-a superficial (MG m ⁻³) entre o cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS), estimadas por imagens da SeaWifs (Sea-viewing Wide Field-of-view- Sensor)	34
Figura 3.7 - Distribuições verticais de clorofila-a e temperatura na plataforma interna, externa e talude durante o verão e inverno	36
Figura 3 - Esquema simplificado dos materiais e procedimento utilizado na técnica.	40
Figura 5.1 - Relação entre idade e profundidade das amostras.	43
Figura 5.2 - Distribuição dos resultados de isótopos estáveis de oxigênio e carbono ao longo do testemunho KF-02.....	44
Figura 5.3 - Variação das abundâncias absolutas de <i>Gephyrocapsa</i> spp., <i>F. profunda</i> e <i>E. huxleyi</i> ao longo do testemunho KF-02.....	45
Figura 5.4 - Variação das abundâncias relativas de <i>Gephyrocapsa</i> spp., <i>F. profunda</i> e <i>E. huxleyi</i> ao longo do testemunho KF-02.....	46
Figura 5.5 - Variação das abundâncias absolutas de <i>Helicosphaera</i> spp., <i>Reticulofenestra</i> spp. e Espículas de ascídias o longo do testemunho KF-02.....	48

Figura 5.6 - Variação das abundâncias relativas de <i>Helicosphaera</i> spp., <i>Reticulofenestra</i> spp. e Espículas de ascídias ao longo do testemunho KF-02.	49
Figura 5.7 - Variação das abundâncias absolutas total ao longo do KF-02. As linhas tracejadas indicam intervalos não analisados.....	50
Figura 6.1 – Variações dos resultados dos isótopos estáveis de oxigênio e carbono, abundância absoluta total, teor de CaCO ₃ e razão Fe/Ca.	61
Figura 6.2 – Variações dos resultados dos isótopos estáveis de e carbono, variação das abundâncias relativas de <i>Gephyrocapsa</i> spp. e <i>F. profunda</i> , abundâncias absoluta total de <i>Gephyrocapsa</i> spp. e <i>F. profunda</i> e razão Fe/Ca.	62

RESUMO

O objetivo do presente estudo foi estimar as possíveis variações na produtividade das águas superficiais da porção oeste do oceano Atlântico Sul ao longo dos últimos 15.000 anos, contribuindo para a melhor compreensão das variações oceanográficas ocorridas na região no decorrer deste tempo. Foram realizadas análises quantitativas de nanofósseis calcários em um testemunho da Bacia de Santos, a partir da técnica de decantação aleatória. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em rocha total e teor de carbonato de cálcio também foram utilizados para interpretações sobre paleoprodutividade. A produtividade primária das águas superficiais apresentou variações ao longo dos últimos 15.000 anos. Variações no aporte continental e na profundidade da termoclina/nutriclina devem ter influenciado as condições das águas superficiais da região, e conseqüentemente, a produtividade dos cocolitoforídeos. Estimou-se que a produtividade da camada fótica superior tenha diminuído desde o início do Holoceno. Anterior a este período, uma maior contribuição continental teria propiciado condições mais favoráveis ao desenvolvimento dos cocolitoforídeos que habitam as camadas mais superficiais do oceano.

Palavras chave: nanofósseis calcários, paleoprodutividade, decantação aleatória, Holoceno.

ABSTRACT

The aim of this study consisted in estimate possible changes on southwestern Atlantic Ocean surface water productivity for the last 15.000 years, contributing to a better understanding of oceanographic changes that occurred along this time. Quantitative calcareous nannofossils analyses were carried out on a Santos Basin core using the random settling technique. Bulk carbon and oxygen stable isotopes and calcium carbonate content were also used for paleoproductivity interpretation. Primary productivity of surface waters presented variation along the last 15.000 years. Variations in continental contribution and thermocline/nutricline depth must have influenced the surface water conditions and therefore coccolithophorids productivity. Upper photic zone productivity was estimated and seems to have diminished since early Holocene. Prior to this time, a major continent contribution would have provided more favorable conditions for the development of the coccolithophorids that inhabit the upper layers of the ocean.

Key words: Calcareous nannofossils, paleoproductivity, random settling, Holocene.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a meu orientador Prof. Dr. Felipe Antonio de Lima Toledo e à Prof. Dra Karen Badaraco Costa, ao apoio da Capes, ao pessoal do LaPAS, a todos que direta ou indiretamente colaboraram para a realização deste trabalho, aos meus amigos que muito me apoiaram e estiveram ao meu lado ao longo destes anos, pelas conversas, pelas pizzas... e em especial, a meus pais, Aldo e Josemary que mais uma vez me incentivaram. Muito Obrigada!

1. INTRODUÇÃO

A composição da atmosfera e o clima do planeta são produtos da coevolução da biosfera e sistemas climáticos. Durante a história da Terra, a composição atmosférica evoluiu pouco a pouco como resultado de forçantes externas como irradiação solar e padrões orbitais, e feedbacks internos entre atmosfera e biosfera. Enquanto o ciclo periódico de variações glaciais-interglaciais é dado por parâmetros orbitais da Terra, a magnitude das mudanças climáticas, concentração de CO₂ e de outros gases-estufa é controlada por uma variedade de mecanismos, e o exato balanço entre os mesmos ainda é desconhecido (Riebesell, 2004).

Um destes mecanismos está relacionado à captura de CO₂ por organismos fotossintetizantes em águas superficiais e exportação para as águas profundas por afundamento de partículas do fitoplâncton. Um importante grupo do fitoplâncton marinho é formado pelos cocolitoforídeos, produtores primários marinhos capazes de converter dióxido de carbono dissolvido em carbonato de cálcio (Steinmetz, 1994a). Estas algas calcárias possuem ampla distribuição e rápida produção e transferência ao fundo marinho, atuando como bomba biológica na transferência de CO₂ para o assoalho marinho (Winter e Briano, 1989).

As alterações de produtividade destes organismos, bem como de sua produção celular de calcita, podem afetar significativamente o ciclo do carbono oceânico, e então a troca de CO₂ entre a superfície do oceano e a atmosfera (Zondervan, 2007).

Estes organismos ainda podem afetar o clima do planeta por representarem uma significativa fonte de dimetilsulfoniopropionato (DMSP), um precursor do dimetilsulfeto (DMS). O DMS que escapa para a atmosfera é um importante agente na formação de núcleos de condensação de nuvens, especialmente no ambiente marinho,

distante e não poluído (Charlson *et al.* 1987).

Dessa forma, a reconstrução de condições pretéritas das águas superficiais é de extrema importância para o melhor entendimento dos processos responsáveis por tais processos de interação (Benthien *et al.*, 2005).

A distribuição da nanoflora calcária nos oceanos é regida pelas variações de temperatura sendo muito influenciada pelas características das águas superficiais e pelas mudanças climáticas (Mostajo, 1986). Visto que sua distribuição é fortemente controlada por massas d'água com distintos parâmetros oceanográficos e/ou ambientais, estes organismos são considerados excelentes ferramentas para a paleoceanografia (Aizawa *et al.*, 2004).

Como a produtividade biológica é um mecanismo chave na distribuição e manutenção do carbono oceânico, as pesquisas por métodos quantitativos de paleoprodutividade se intensificaram consideravelmente (Brummer, 1992). As variações na abundância dos cocolitoforídeos ao longo do tempo bem como suas taxas de evolução somente são visíveis quando efetuados estudos quantitativos, uma vez que a abordagem qualitativa se mostra insuficiente para responder às questões dos estudos paleoecológicos e paleoceanográficos (Toledo, 2000).

Entretanto, estudos baseados em nanofósseis calcários em sedimentos em latitudes médias do Atlântico Sul têm se concentrado principalmente no setor leste. Apesar de sua importância, estudos neste campo ainda são escassos para a porção oeste do Atlântico Sul.

Diante destas necessidades, alguns trabalhos foram desenvolvidos com o intuito de se obter melhores técnicas de análises quantitativas (ex. Flores e Sierro, 1997; Geisen *et al.* 1999; Ferrarese, 2006; entre outros). A técnica da decantação aleatória desenvolvida por Flores e Sierro (1997) permite quantificar as abundâncias absolutas de

nanoplâncton calcário, através do cálculo do número de nanólitos por grama de sedimento. Além disso, o método possui a vantagem de produzir lâminas com distribuição total ou específica (de certos taxa) de modo independente, permitindo retomar posteriormente as contagens em qualquer altura do processo. Ferrarese *et al.* (2008) correlacionaram dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ às abundâncias absolutas obtidas por este método e obtiveram bons resultados sobre paleoprodutividade para o oceano Atlântico Sul oeste, reforçando a importância da utilização de diversas ferramentas nas análises paleoambientais.

1.1 Os Nanofósseis Calcários

Os nanofósseis calcários correspondem, por definição, a um conjunto de pequenas partículas carbonatadas de dimensões inferiores a $60\mu\text{m}$, às quais se atribuem origens orgânicas (Houghton, 1991). Diversos organismos se encaixam nesta definição, porém os mais numerosos e estudados são os cocolitoforídeos, os quais, junto às diatomáceas, formam a maior parte do fitoplâncton unicelular marinho.

Estas microalgas habitam principalmente a zona fótica dos oceanos (aproximadamente entre 0 e 200 metros de profundidade) (Antunes, 1997) e são numerosas nos domínios temperados e quentes e raríssimos em águas frias, como em regiões polares (Seyve, 1990).

A maioria dos nanofósseis calcários é representada pelos cocólitos, pequenas placas calcíticas de 5 a $15\mu\text{m}$ de diâmetro médio (Seyve, 1990). São geralmente arredondados e provêm da desagregação do envoltório carbonático dos cocolitoforídeos. Cada célula é composta por uma série de 20 ou mais cocólitos, formando a ccosfera.

A diversidade dos cocolitoforídeos é maior em regiões oceânicas quentes e de

baixa produtividade como nos grandes giros oceânicos, diferentemente dos outros grupos fitoplanctônicos (Winter *et al.* 1994). Os cocolitoforídeos são, de modo geral, organismos oligotróficos, concentrando-se em águas bem estratificadas, com baixo teor de nutrientes. Nas regiões tropicais, onde a coluna d'água encontra-se sempre estratificada, eles são observados em todas as estações do ano. (Okada & McIntyre, 1979).

Estudos ecológicos e biogeográficos reconhecem associações típicas em todos os oceanos e estas, geralmente, podem ser classificadas latitudinalmente por zonas climáticas (McIntyre & Bé, 1967; Okada & Honjo, 1973). Em termos percentuais, algumas espécies da nanoflora calcária demonstram nitidamente preferências ambientais (Okada, 1983).

Segundo Roth (1994), *Emiliania huxleyi* é uma espécie cosmopolita e de ampla distribuição. Atualmente é a espécie mais abundante nos oceanos, capaz de se desenvolver tanto em regiões eutróficas quanto em oligotróficas indicando ser bem sucedida em variadas concentrações de nutrientes (Winter *et al.*, 1994) e tolera ampla variação de temperatura (1°C a 30°C). É encontrada vivendo desde a superfície até 200 m da coluna d'água, mostrando que pode se desenvolver com menos de 1% da irradiância superficial. Por possuir grande tolerância às variações ambientais é a espécie mais estudada em cultivos de laboratórios e, provavelmente, a espécie mais conhecida e entendida dentre as algas marinhas (Winter *et al.*, 1994). É uma espécie capaz de formar *blooms* visíveis em imagens de satélites e também é uma importante fonte de dimetil sulfoniopropionato (DMSP) (Westbroek *et al.*, 1993). Supõe-se se que o sucesso da espécie seja devido ao seu reduzido tamanho, à necessidade de baixas concentrações de ferro para seu desenvolvimento. *E. huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Calcidiscus leptoporus* e *Umbilicosphaera sibogae* são capazes de se desenvolver em condições de

baixas concentrações de ferro, zinco e manganês em comparação a outros cocolitoforídeos costeiros e outras espécies do fitoplâncton. (Brand, 1994)

E. huxleyi e *G. oceânica* respondem ao aumento de nutrientes ampliando o tamanho de suas populações tanto no oceano quanto em culturas de laboratórios (Brand, 1994). Em outras espécies como *Helicosphaera carteri*, *Umbellosphaera irregularis* e *Rhabdosphaera clavigera* este comportamento não foi observado. Suas abundâncias não aumentam em regiões de ressurgências ou em quaisquer outras regiões dos oceanos com elevado teor de nutrientes. Brand (1994) discute que isto pode ser um indicador de extremo k-estrategismo em condições oligotróficas. Estes organismos devem se desenvolver bem em condições de baixíssimas concentrações de nutrientes e simplesmente não crescem mais rapidamente em concentrações maiores de nutrientes.

A maior parte das espécies de cocolitoforídeos possui preferência por determinadas intervalos de profundidade. Por exemplo, *Florisphaera profunda* é uma espécie geralmente encontrada vivendo na zona fótica inferior (120 a 200m), enquanto *R. clavigera* se desenvolve na zona fótica superior (0-80m) e *Umbellosphaera tenuis* na zona fótica intermediária (80-120m).

Coccolithus pelagicus é uma espécie de águas frias e ocupa ambientes ricos em nutrientes (Roth, 1994; Winter *et al.*, 1994). Mais precisamente, Cachão e Moita (2000) sugerem que o nicho da espécie esteja mais associado a ambientes de frentes de diferentes origens, incluindo térmicas (ressurgências), salinas (plumas de rios) e confluências de corpos d'água distintos. De acordo com os autores, *C. pelagicus* ocupa ambientes de moderada turbulência combinada à disponibilidade de nutrientes, não podendo ser considerada exclusivamente uma espécie indicadora de baixas temperaturas.

As espécies *U. tenuis* e *Umbellosphaera irregularis* e *Discosphaera tubifera*,

são espécies características de massas de águas centrais, relativamente quentes, salinas e escassas em nutrientes (Baumann, 2005). Já *Syracosphaera pulchra* apresenta uma preferência por águas quentes e de pouca produtividade, enquanto *H. carteri* apresenta-se distribuída em águas quentes e de alta produtividade (Baumann, 2005). A espécie *U. sibogae* associa-se a águas quentes, salinas e de relativa alta concentração de nutrientes. Sua distribuição é ampla e, em média, mais abundante nos sedimentos de latitudes tropicais e subtropicais (Boeckel *et al.*, 2006).

A espécie *G. oceanica* é registrada com modestas frequências em mares pobres em nutrientes e, à medida que a disponibilidade de nutrientes aumenta, sua frequência torna-se mais expressiva (Brand, 1994). Dessa forma, a espécie pode ser utilizada como indicadora de produtividade.

A abundância relativa de *F. profunda*, de acordo com Okada (1983), demonstra uma correlação positiva com a profundidade em ambientes marinhos abertos, distribuídos na plataforma continental externa inferior até profundidades abissais, destacando, desta forma, sua distribuição preferencial com o aumento da profundidade e com a maior distância da costa.

Variações de abundâncias relativas desta espécie habitante da zona fótica inferior (Okada, 1983) têm mostrado refletir variações da profundidade da nutriclina/termoclina (Molfino e McIntyre, 1990) e da produtividade de águas superficiais (Beaufort *et al.*, 1997; Henriksson, 2000). Para Molfino e McIntyre (1990), uma nutriclina profunda significa que a zona eufótica superior é pobre em nutrientes e, conseqüentemente, a produção de *F. profunda* é intensificada com relação aos outros cocolitoforídeos. Já uma nutriclina rasa (superficial) tem o efeito contrário. Baixas percentagens desta espécie estão associadas com a nutriclina superficial e, por conseqüência, uma termoclina superficial.

O decréscimo das percentagens de *F. profunda* nas amostras pode revelar também mudanças na transparência das águas superficiais, uma vez que a espécie depende da luz solar para seu desenvolvimento. Ahagon *et al.* (1993) observou que existe uma boa correlação entre as abundâncias da espécie e a transparência da coluna d'água no oceano Pacífico nordeste. Em regiões de grande transparência da água, *F. profunda* ocorre abundantemente. Em oceano aberto, a transparência da água é fortemente influenciada pela produção primária das águas superficiais.

As ascídias são animais exclusivamente marinhos, bentônicos, na maioria sésseis, vivendo fixados a substratos rígidos. São abundantes em regiões costeiras, mas estão distribuídos amplamente, desde águas rasas até grandes profundidades, incrustados em diferentes tipos de substratos consolidados, como rochas, esqueletos de corais, substratos artificiais, ou simplesmente apoiados sobre o fundo, principalmente em substratos lodosos (Rodrigues *et al.* 1999).

1.1.1 Classificação Taxonômica

A classificação taxonômica adotada neste estudo seguiu a classificação adotada por Young *et al.* (2003), e está apresentada a seguir.

Kingdom **CHROMISTA** Cavalier-Smith, 1981

Division (Phylum) **HAPTOPHYTA** Hibberd *ex* Cavalier-Smith, 1986

Class **PRYMNESIOPHYCEAE** Hibberd, 1976

Subclass **PRYMNESIOPHYCIDAE** Cavalier-Smith, 1986

Ordem **ISOCHRYSIDALES** Pascher 1910

Família **NOELAERHABDACEAE** Jerkovic 1970 emend. Young & Bown 1997

Gênero/ Espécie *Emiliania huxleyi* (Lohmann 1902) Hay & Mohler, in Hay
et al. 1967

Gephyrocapsa spp. Kamptner 1943

Gephyrocapsa oceanica Kamptner 1943

Reticulofenestra sp. Hay, Mohler & Wade 1966

Ordem **COCCOSPHERALES** Haeckel 1894 emend. Young & Bown 1997

Família **COCCOLITHACEAE** Poche 1913 emend. Young & Bown 1997

Gênero/ Espécie *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller 1930

Família **CALCIDISCACEAE**

Gênero/ Espécie *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman 1898)

Loeblich & Tappan 1978

Gênero/ Espécie *Umbilicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse 1901)

Gaarder 1970

Ordem **ZIGODISCALES** (Young & Bown 1997)

Família **HELICOSPHERACEAE** Black 1971

Gênero/ Espécie *Helicosphaera* sp. Kamptner 1954

Helicosphaera carteri (Wallich 1877) Kamptner 1954

Helicosphaera hyalina Gaarder 1970

Helicosphaera wallichii (Lohmann 1902) Okada &
McIntyre 1977

Helicosphaera pavimentum Okada & McIntyre 1977

Família **PONTOSPHERACEAE** Lemmerman 1908

Gênero/ Espécie *Pontosphaera* sp. Schiller 1925

Ordem **SYRACOSPHAERALES** Hay 1977 emend.

Família **SYRACOSPHAERACEAE** (Lohmann 1902) Lemmerman 1903

Gênero/ Espécie *Syracosphaera* sp. Lohmann 1902

Família **CALCIOSOLENIACEAE** Kamptner 1927

Gênero/ Espécie *Calciosolenia murrayi* Gran 1912

Família **RABDOSPHAERACEAE** Haeckel 1984

Gênero/ Espécie *Rhabdosphaera clavigera* Murray & Blackman 1898

Discosphaera tubifera (Murray & Blackman 1989)

Ostenfeld 1900

Incertae sedis

Família **UMBELLOSPHAERACEAE**

Gênero/ Espécie *Umbellosphaera* sp. Paasche in Markali & Paasche 1955

Família **CERATOLITHACEAE** Norris 1965

Gênero/ Espécie *Ceratolithus cristatus* Kamptner 1950

Nanolito *incertae sedis*

Gênero/ Espécie *Florisphaera profunda* Okada & Honjo 1973

1.2 O Holoceno no Brasil

O Holoceno é a época mais recente do período Quaternário e teve seu início ao

final da última grande glaciação, há cerca de 10.000. O Holoceno é uma fase interglacial, mais quente e úmida que o Último Máximo Glacial (UMG), porém com diversas alterações climáticas.

De acordo com Berger e Loutre (1991), os parâmetros orbitais por volta de 11.000 anos AP eram tais que a Terra encontrava-se mais próxima do Sol em junho e mais distante em dezembro, tornando os invernos do hemisfério sul mais quentes e os verões mais frios. Segundo Martin (1997), o continente era menos aquecido durante o verão, e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) localizava-se mais ao norte no continente, o que poderia ter permitido o alcance mais ao norte das frentes polares, principalmente durante o final da primavera e começo do inverno.

A maior parte dos estudos sobre variações climáticas ao longo do Holoceno no Brasil encontram-se em estudos palinológicos realizados nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, assim como na Amazônia (ex. Behling, 1993; Behling, 1997; Behling, 2002; Behling *et al.*, 2002; Ledru, 1993; Ledru, 1998; Ledru *et al.*, 1998; Garcia *et al.*, 2004).

Numa síntese de estudos palinológicos do sul e sudeste brasileiros, Behling (2002) conclui que durante o último período glacial, as terras do sul e sudeste brasileiros (28°S a 20°S, aproximadamente), hoje cobertas por diferentes florestas, foram cobertas principalmente por vegetação de campos. Neste período, as frentes frias antárticas devem ter sido muito mais fortes e freqüentes, alcançando regiões mais ao norte durante esta época. As temperaturas médias anuais foram por volta de 5-7°C mais baixas que as atuais. Condições de seca também foram encontradas para o início do Holoceno para estas regiões, segundo este mesmo autor.

Na região mais ao norte do sudeste brasileiro, a vegetação de campos foi substituída por vegetação de cerrado ao final do último máximo glacial. Durante o início do Holoceno, as áreas de vegetação de cerrado no sudeste brasileiro eram

marcadamente maiores que durante o Holoceno tardio. Por volta de 5.500 ^{14}C anos antes do presente (AP) e especialmente depois de 1.000 ^{14}C anos AP esta vegetação foi substituída por floresta semidecídua devido à menor estação anual de seca e condições climáticas mais úmidas (Behling, 2002).

Na região sul, tanto o Holoceno inferior quanto o médio foram caracterizados por condições climáticas marcadas por baixa precipitação e longo período anual de seca. Durante o Holoceno superior, especialmente ao longo dos últimos 1000-1500 anos, o clima apresentou condições mais úmidas, sem longos períodos de seca (Behling, 2002).

Em seus estudos, Behling (2002) salienta, que apesar da ZCIT interferir bastante no clima tropical, ela possui menor influência na determinação do clima nas regiões Sul e Sudeste. Nestas regiões, o sistema de entradas de frentes frias antárticas deve ter sido alterado durante o Holoceno superior.

Segundo Ledru (1993), referente aos últimos 13.000 anos AP, o clima na região central do Brasil parece ter sido mais frio e seco que atualmente. Um curto e abrupto evento climático marcado por condições mais secas foi registrado entre 11.000 e 10.000 anos AP, sugerindo um possível link ao evento *Younger Dryas* no hemisfério norte. Até 8.500 anos AP, o clima permaneceu frio, e após este período, o clima se torna mais quente.

As análises a partir de registros de pólen das regiões central e sul do Brasil realizadas por Ledru (1998) indicaram condições climáticas áridas do início do Holoceno até cerca de 7.000 anos AP. A autora sugere que as massas de ar polares tenham atenuado a aridez em algumas áreas localizadas ao longo de sua trajetória. A posição mais ao norte da ZCIT naquele tempo provavelmente facilitou o alcance de massas de ar frio em latitudes tropicais. Após 7.000 anos AP, um clima mais úmido é registrado e as florestas começaram a expandir; a penetração de massas de ar polares

aparentemente foram menos freqüentes, resultando em temperaturas mais elevadas e maior umidade ao sul do Brasil. Este aumento de umidade continuou durante os últimos 4000 anos AP, até alcançar níveis atuais em aproximadamente 2.500 anos AP. Após 4000 anos AP, frentes polares continuaram a alcançar apenas a parte mais sul do Brasil, entre 25 e 30°S, onde a Floresta de Araucária continuou a crescer. A substituição da vegetação de campos por tal tipo de floresta provavelmente ocorreu entre 2.500 anos. Este último período parece ter tido condições mais úmidas, sem longos períodos de seca.

De acordo com Garcia *et al.* (2004), uma fase úmida e fria ocorreu entre 9.720 e 8.240 anos AP no Estado de São Paulo. A autora associou estas condições ao deslocamento para norte da frente polar em uma vasta área do sudeste brasileiro durante o início do Holoceno. De 8.200 a 5.400 anos AP, o clima se tornou mais quente. Entre 5.400 e 3.500 anos AP, menores níveis de precipitação foram sugeridos por seus resultados e interpretados como uma consequência da massa de ar tropical continental, que pode ser explicado por uma suposta intensificação da Alta do Atlântico. Uma significativa mudança climática ainda foi sugerida entre 3.500 e 1.950 anos AP, representando o retorno de condições mais frias e úmidas na região (Garcia, *et al.*, 2004).

Melo e Marengo (2008) realizaram simulações do clima do Holoceno médio (cerca de 6000 anos AP) na América do Sul com modelo de circulação geral da atmosfera do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). As simulações sugeriram que as regiões sul e sudeste brasileiras estiveram mais secas naquele período, quando a Terra esteve mais próxima do Sol em agosto e mais distante em fevereiro. Neste momento, o nordeste brasileiro encontrava-se mais frio e úmido. A partir do modelo, algumas mudanças significativas puderam ser observadas segundo os

autores: (a) a intensificação da circulação da alta subtropical do Atlântico Sul; (b) a diminuição do escoamento a leste dos Andes e intensificação, no verão, ao sul de 20°S, (c) a redução no transporte da umidade da bacia Amazônica para a região central e sudeste, o que influencia a formação e intensificação das Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); (e) desintensificação dos ventos alísios de nordeste o que pode explicar o deslocamento mais ao norte da ZCIT, e (f) diminuição da convergência dos ventos sobre a região Amazônica, o que pode explicar a redução da precipitação nessa região durante o Holoceno médio.

Cruz *et al.* (2009) sugeriram condições úmidas para o nordeste entre 9.000 e 6.000 anos AP, quando as insolações de verão foram mais altas que a partir de 4.000, quando as insolações de verão eram menores, resultando em condições mais secas no nordeste devido a variações de circulação no sistema atmosférico. Condições opostas foram sugeridas para o resto do Brasil, ou seja, menores níveis de precipitação no sudeste/sul brasileiros no início e médio Holoceno, e condições mais úmidas depois de 4.000 anos AP. Estas variações foram relacionadas não só ao posicionamento da ZCIT mais ao sul entre 9.000 e 6.000 anos, mas também por mudanças nas células de Hadley e Walker (figura 1.1).

Estudos arqueológicos também podem indicar variações de clima, principalmente relacionados às alterações na umidade. Como a ocupação humana em diferentes locais está muito relacionada ao clima, estes estudos supõem que o abandono de um determinado ambiente se relaciona a condições climáticas de seca e indisponibilidade de água. Araujo *et al.* (2006), numa compilação de dados arqueológicos do Brasil e norte da Argentina e trabalhos realizados nos Andes, pôde notar períodos de seca que devem ter afetado a vida de humanos na América do Sul durante o Holoceno. Em seu artigo, ele faz uma síntese dos estudos palinológicos

realizados no Brasil para o Holoceno e discute que as diferentes interpretações sobre o clima no Holoceno para as regiões central e sudeste brasileiras podem ser devidas aos diferentes métodos de pesquisa utilizados, aos métodos e quantidade de datações e mesmo aos fatores microclimáticos/orográficos.

Figura 1.1 - Diagrama esquemático mostrando os padrões de precipitação de verão na América do Sul e mudanças relacionadas nas células de Walker e Hadley para a) alta insolação de verão no hemisfério sul para os últimos 4.000 anos AP e b) baixa insolação de verão no hemisfério sul entre 9.000 e 6.000 anos AP (Cruz *et al.*, 2009).

Ainda assim, existe um consenso de que, no continente sul americano, o Holoceno foi marcado por variações climáticas, com alterações de umidade e temperatura. Estes eventos foram correlacionados, principalmente, à entrada de frentes frias, deslocamento da ZCIT e alterações do padrão de ventos.

1.3 O Holoceno no Atlântico Sul

O período de 15.000 anos AP engloba o período de transição do Último Máximo Glacial (entre 23.000 e 19.000 anos AP) para o Holoceno (cerca de 11.000 anos AP até os dias atuais), os estágios isotópicos marinho 2 e 1, respectivamente.

O Holoceno é um período interglacial, que se inicia em 11.000 anos AP e deve terminar em algum momento dos próximos 1.000 anos. A fase mais quente desta época parece ter ocorrido entre 5.600 e 2.500 anos a.C., conhecida como “Ótimo Climático”, quando a Terra esteve 2 a 3°C mais quente que atualmente. O segundo “ótimo climático” ocorreu entre 200 e 1000 anos d.C., com condições mais favoráveis à povoação no norte do hemisfério norte. Anterior a esta fase, entre 2.500 e 2.000 anos a.C. ocorreu a época mais fria do interglacial (Neto e Nery, 2005).

Desde o Último Máximo Glacial (UMG), quando o nível relativo do mar chegou a baixar cerca de 120 m abaixo do atual, o mar passou por diversos níveis, atingindo, há aproximadamente 5.000 anos AP, entre 3 e 5 m acima do atual. Após este episódio, o mar regrediu até atingir o atual nível, sem grandes oscilações (Neto e Nery, 2005).

A curva de variação do nível relativo do mar para a plataforma continental do Rio Grande do Sul mostra de Corrêa (1996) mostra uma amplitude de variação de aproximadamente 100 metros ao longo dos últimos 15.000 anos. De 15.000 anos AP até próximo a 5.100 anos AP, o mar transgrediu de -90 m a +5 m. De 5.100 anos AP ao presente o mar teria passado por algumas fases de transgressão e regressão ate alcançar o nível atual. Estas variações podem ser visualizadas na figura 1.2.

Figura 1.2 - Curva de variação do nível relativo do mar ao longo dos últimos 17.000 anos AP (modificado de Correa, 1996).

Toledo *et al.* (2007b), a partir de análises isotópicas de oxigênio e de microfauna, realizaram estimativas de salinidade e temperatura superficial do oceano Atlântico Sul oeste ao longo dos últimos 30 mil anos. Em termos de temperatura superficial do oceano, os autores sugerem pequenas variações deste parâmetro para o Atlântico Sul, em torno de 1 a 2°C ao longo deste período. Ainda, baseado na tendência geral de redução da salinidade superficial do oceano do último glacial para as condições atuais devido à redução de águas armazenadas como gelo, a variação da salinidade superficial do oceano local também indicou um resfriamento do Atlântico tropical oeste durante o Holoceno, consistente com o restabelecimento da transferência de calor e sal em direção ao Atlântico norte. A salinidade superficial do oceano também variou localmente devido a alterações no ciclo hidrológico.

Em termos de produtividade, pouco se sabe sobre suas alterações em diferentes condições paleoclimáticas no Atlântico Sul oeste. Alguns estudos realizados sobre o tema apontam para uma maior produtividade das águas superficiais do oceano Atlântico sudoeste durante o UMG em relação ao Holoceno (Mollenhauer 2004; *et al.*, Mahiques *et al.*, 2007; Toledo *et al.*, 2008; Ferrarese *et al.*, 2008).

Benthien *et al.* (2005), analisando isótopos estáveis de carbono e alquenonas em nanofósseis calcário, sugerem que uma maior quantidade de nutrientes esteve disponível para as águas superficiais das regiões oligotróficas do oeste do Atlântico Sul no Holoceno em comparação ao Último Máximo Glacial. Já Quadros (2007) e Toledo *et al.* (2007a) sugerem um aumento de produtividade a partir da transição do UMG para o Holoceno, relacionado à redução da profundidade da termoclina neste último período.

Algumas estimativas de paleoprodutividade em $\text{g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ foram realizadas para regiões tropicais e equatoriais do Atlântico Sul a partir da abundância relativa de nanólitos de *F. profunda*. De acordo com estes estudos, a produtividade variou entre 70 e $230 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ ao longo do Quaternário (Henriksson, 2000; Quadros, 2007).

Plotando dados micropaleontológicos e geoquímicos do sudoeste da margem continental brasileira, Toledo *et al.* (2007a) observou variações ambientais ao longo dos últimos 25 mil anos, associados na maioria das vezes à presença de águas enriquecidas/empobrecidas em nutrientes e variações de profundidade da termoclina/nutriclina. Estas variações oceanográficas foram relacionadas ao provável movimento para norte ou para sul da ZCIT. Neste trabalho, os autores sugerem um significativo incremento na produtividade superficial das águas entre 14.000 e 8.000 anos AP.

Mahiques *et al.* (2007), em estudo dos últimos 35.000 anos na costa sudeste brasileira encontrou diferenças na sedimentação da margem continental e sugeriu maior

produtividade marinha ao longo do UMG. Porém destaca que maiores taxas de sedimentação durante o UMG podem ter influenciado os resultados. Ainda assim, debate sobre a influência da Corrente do Brasil (CB) na determinação da sedimentação na região, sugerindo que em períodos de nível relativo do mar mais alto, o deslocamento das águas quentes da CB em direção a costa previne o aumento da produtividade, assim como a deposição de matéria orgânica. Em períodos onde o nível do mar esteve mais baixo, a descarga de material terrígeno, assim como nutrientes, favorece a maior produtividade e a deposição de carbono orgânico nos sedimentos. Seu estudo foi realizado em amostra do talude continental superior (~500m).

2. OBJETIVOS

2.1 *Objetivo Geral*

O presente estudo visa estimar as possíveis variações na produtividade das águas superficiais da porção oeste do oceano Atlântico Sul ao longo dos últimos 15.000 anos. Para este fim, foram realizadas análises quantitativas de nanofósseis calcários em um testemunho da Bacia de Santos, contribuindo para a melhor compreensão das variações oceanográficas ocorridas na região no decorrer deste tempo.

2.2 *Objetivos Específicos*

- Estimar as abundâncias absolutas e relativas de nanofósseis calcários (cocólitos e espículas de ascídias) durante os últimos 15 mil anos na região;
- Estimar as variações na profundidade da nutriclina/termoclina através de alterações na abundância da espécie de nanofóssil calcário *F. profunda*;
- Comparar os dados quantitativos de nanofósseis calcários com dados de isótopos de oxigênio e carbono em rocha total;
- Verificar se a variação das abundâncias de espículas de ascídias ao longo do testemunho pode ser correlacionada com as possíveis alterações de produtividade;
- Verificar a validade do uso do número de nanólitos por grama de sedimento para interpretações sobre paleoprodutividade.

3. ÁREA DE ESTUDO

O testemunho utilizado neste estudo foi coletado na Bacia de Santos sob as

coordenadas 25°50'15.25"S e 45°11'53.72"W. Obtido a 827 m de profundidade, o local de coleta encontra-se no talude continental da margem continental sul brasileira. A figura 3.1 ilustra a localização do testemunho KF-02.

Figura 3.1 - localização do testemunho KF-02.

3.1 Fisiografia

A Bacia de Santos situa-se na margem continental sul brasileira, entre 23 e 28°S, e ocupa cerca de 275.000 km² até a cota batimétrica de 2.000 m. Seu limite norte com a Bacia de Campos se dá pelo Alto de Cabo Frio, e o limite sul com a Bacia de Pelotas é na Plataforma de Florianópolis (Pereira e Feijó, 1994). As informações a seguir foram obtidas em Zembruski (1979).

A margem continental sul brasileira é uma margem continental do tipo passiva, caracterizada por províncias normalmente amplas e de gradientes um tanto suaves. Sua

quebra de plataforma não é, em regra, muito notória e a borda apresenta configuração geral arredondada, ou com estreitos terraços de abrasão marinha, em especial na porção norte.

O talude continental da margem continental sul apresenta largura relativamente homogênea, com frequência principal entre 120 e 150 km, salvo algumas restrições locais como na porção mediana do Embaiamento de São Paulo, onde esta largura é reduzida para 70 km. Duas seções de talude podem ser distinguidas em tese, a superior e a inferior. O talude superior é mais estreito e íngreme do que o inferior. Ao sul de Santos, as larguras variam entre 20 e 30 km, com base entre 700 e 800 m e declividade entre 2 e 3°. Já o talude inferior é sempre mais largo que o superior, oscilando entre 100 e 150 km. Só ao largo de Santos e no limite norte da região sul se estreita para cerca de 40 km, porém mantendo proporcionalidade com a largura geral do talude. As profundidades do limite inferior encontram-se entre 2.400 e 2.900 m, exceto nas áreas junto ao Platô de São Paulo (cerca de 2.000 m) e ao extremo norte da região sul (1.600 m).

O limite superior do talude, coincidente com a linha de quebra da plataforma continental, é normalmente convexo e suave. Devido à sua origem progradacional, pode ter sido um pouco modelado pela abrasão de ondas e correntes, em particular durante os períodos finais das regressões e os períodos iniciais das transgressões marinhas.

O talude continental inferior possui forma e relevo mais amplos e irregulares do que o superior e nitidamente gradacional entre este e o sopé continental. O talude inferior da região sul não apresenta formas de relevo de grande expressão, exceto algumas irregularidades de relevo relacionadas com a existência de vales e canais e com escorregamentos de talude. Os vales e cânions se distribuem por toda a região sul, porém em menor frequência e expressão no Embaiamento de São Paulo.

3.2 Circulação Oceânica e Massas d'água

A região de estudo encontra-se banhada em superfície pela Corrente do Brasil (CB), a corrente de contorno oeste associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul. Esta corrente é originada por volta de 10°S, a partir da bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE) e flui para o sul, bordejando o continente sul-americano (Silveira *et al.* 2000).

Águas da Corrente de Benguela (CBg) alimentam a CSE, a qual flui para oeste até o promontório mais a leste da América do Sul, o Cabo de São Roque. Neste ponto a CSE bifurca-se, gerando a Corrente Norte do Brasil (CNB) e a Corrente do Brasil (CB) (Peterson e Stramma, 1991). A CNB flui em direção do hemisfério norte, enquanto a CB segue para sul, margeando a costa leste do Brasil até a região da Convergência Subtropical (33-38°S), onde conflui com a Corrente das Malvinas (CM) e se separa da costa (Silveira *et al.* 2000). A figura 3.2 mostra uma esquematização do Giro Subtropical do Atlântico Sul e a figura 3.3 apresenta uma esquematização das massas d'água que atuam na região do KF-02.

A CB é uma corrente rasa, quente e salina poucos graus de latitude ao sul de sua formação, constituída basicamente da AT fluindo junto à quebra da plataforma. Próximo de 20°S recebe contribuição da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), torna-se mais profunda e cresce em transporte. Em 28°S, no sul da Bacia de Santos, a espessura da ACAS se estende até 750 m e a corrente apresenta-se organizada até esta profundidade (Campos *et al.*, 1995).

No talude continental, por onde flui a CB, encontram-se empilhadas, nos três primeiros quilômetros, a Água Tropical (AT), a ACAS, a Água Intermediária Antártica (AIA), a Água Circumpolar Superior (ACS) e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (Silveira *et al.* 2000).

Figura 3.2 - Esquematização do giro Subtropical do Atlântico Sul (Modificado de Peterson e Stramma, 1991).

A AT, formada no Atlântico tropical Sul devido à intensa radiação solar e conseqüente evaporação em relação à precipitação, mistura-se com águas mais frias e menos salinas de origens costeiras em seu trajeto para o sul, resultando em temperaturas maiores que 20°C e salinidades acima de 36 ao largo do sudeste brasileiro tropical (Silveira *et al.*, 2000).

Formada pelo afundamento das águas na zona de confluência da CB e da CM, a ACAS entra como parte do giro subtropical do Atlântico Sul. Esta água é então transportada em direção à África pela Corrente do Atlântico Sul (CAS), flui pela CBg, e segue em direção à costa sul americana através da CSE (Stramma e England, 1999).

Como nas correntes de superfície, ocorre bifurcação, e parte da ACAS flui em direção ao equador enquanto outra parte segue em direção sul e é encontrada fluindo em níveis picnoclínicos, com temperaturas maiores que 6°C e menores que 20°C e salinidades entre 34,6 e 36 (Castro *et al.*, 2006).

A AIA é uma massa de d'água intermediária relativamente fria, pouco salina e rica em oxigênio. É formada em regiões específicas do oceano Pacífico e do oceano Atlântico sudoeste (Talley, 1996). Segundo Müller *et al.* (1998), a AIA atinge a Bacia do Brasil e bifurca-se ao encontrar a quebra da plataforma. Os autores concluíram que a AIA move-se para sul em 28°S, como uma corrente de contorno oeste bem definida e em direção norte ao norte de Cabo Frio (24°S). É encontrada fluindo em níveis subpicnoclínicos, com variações de temperaturas e de salinidades, segundo Sverdrup (1942), entre 3° e 6°C e 34,2 e 34,6, respectivamente.

Reid *et al.* (1977) nomearam de Água Antártica Superior a parte superior da Água Circumpolar (AC), que através da Passagem de Drake flui do oceano Pacífico para o oceano Atlântico e encontra a APAN na confluência Brasil-Malvinas. O padrão de circulação da ACS ainda é discutido na literatura, mas usualmente atribui-se a ela um padrão de circulação similar ao da AIA (Peterson e Stramma, 1991).

A APAN é formada no Atlântico Norte e é transportada para o Atlântico Sul pela corrente de contorno oeste profunda. Ocorre entre 1200 a 3900 m próximo ao equador, e entre 1700 e 3000 m na Zona de Confluência Brasil-Malvinas (Stramma e England, 1999). Subjacente à AIA, a APAN é caracterizada por valores de temperatura entre 3 e 4°C e salinidade entre 34,6 e 35 e flui para sul ao longo do contorno oeste até cerca de 42°S (Castro *et al.*, 2006).

A seguir, a figura 3.3 apresenta uma esquematização da configuração das massas d'água nas proximidades da região de estudo.

Figura 3.3 - Esquema mostrando a configuração das massas d'água nas proximidades da região de estudo (Modificado de Maatsura, 1986).

3.3 Circulação Atmosférica

O continente Sul Americano encontra-se entre os oceanos Pacífico e Atlântico e recebe, portanto, grande influência destes na circulação atmosférica regional. A circulação do Atlântico Sul, especialmente na região adjacente à costa, é fortemente influenciada pela circulação atmosférica oriunda da região continental.

A presença da cadeia montanhosa dos Andes e a floresta tropical amazônica são duas características importantes para a análise da circulação atmosférica na América do Sul.

A circulação de alta pressão na troposfera superior é caracterizada pela presença da Alta da Bolívia, a ZCIT, a ZCAS, a Baixa do Chaco no verão (Tascheto, 2006).

A Alta Subtropical é um sistema de alta pressão formada nas regiões subtropicais de ambos os hemisférios, com predominância de ar quente. No Atlântico Sul, está centrada em aproximadamente 30° de latitude (Bastos e Ferreira, 2005). Estão associadas à circulação média meridional da atmosfera, surgindo devido às células de Hadley. A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) é de grande importância na determinação do clima da América do Sul e, no Brasil, ela afeta o clima tanto no inverno quanto no verão (Bastos e Ferreira, 2005).

No inverno, devido à menor temperatura do continente em relação ao oceano, a alta tende a migrar para o continente, onde o vento encontra-se consideravelmente fraco na região Sul/Sudeste, tornando propícia a formação de nevoeiros, inversões térmicas e geadas, se o ar for úmido. Nesta estação, a ASAS causa impactos em grandes centros urbanos, principalmente próximos ao litoral da região sudeste. As regiões que mais sofrem influência da ASAS são a região Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. O litoral nordeste brasileiro deve ser a região mais beneficiada pelo transporte de umidade provinda do Atlântico Sul, causando impacto no regime de chuvas da região nordeste (Bastos e Ferreira, 2005).

Nos meses de verão, a ASAS desloca-se ligeiramente para sudoeste e encontra-se melhor configurada que no inverno. Neste período, ocorre a diminuição do transporte de umidade na costa do nordeste e, ao longo do litoral sudeste, devido aos ventos predominantes de NE, ocorre o favorecimento do transporte de umidade do Atlântico para o ramo oceânico da ZCAS (Bastos e Ferreira, 2005).

A ZCIT é formada pela confluência dos ventos alísios do Hemisfério Norte e

os ventos alísios do Hemisfério Sul e é responsável pelas precipitações sobre as áreas costeiras da Amazônia e do NE brasileiro (Molion, 1987). A posição e a intensidade da ZCIT no Oceano Atlântico Equatorial é de extrema importância na determinação da qualidade do período chuvoso da região semi-árida do Nordeste (Melo *et al.*, 2002). No Atlântico oeste, ocupa sua posição mais ao norte ao fim do inverno austral, em torno de 10°N, posicionando-se em torno de 3°N no verão austral.

A ZCAS é uma faixa de convecção ativa que se forma em uma região definida, grosso modo, por (20°-40°S, 50°-20°W) (Barreiro *et al.*, 2002), em uma linha orientada NW-SE (Liebmann *et al.* 1999, Barreiro *et al.*, 2002). Ela se estende desde a região de alta precipitação na Amazônia até o Atlântico subtropical e extratropical e ocorre ao longo do ano, embora seja fraca ao longo do inverno no hemisfério sul (Kodama, 1993). Apesar de as médias zonais de chuvas serem menores nos sub-trópicos que nos trópicos e médias latitudes, na ZCAS, entre outras zonas de alta precipitação do hemisfério sul, as quantidades de chuva são comparáveis àquelas encontradas na ZCIT (Kodama, 1993).

Como Tascheto (2006) explica, a intensificação dos ventos alísios de nordeste que transportam umidade para a América do Sul ocorrem no verão devido ao aumento do gradiente zonal de pressão entre os continentes e o oceano. Estes ventos, ao se depararem com a cadeia montanhosa dos Andes são desviados para o sul, transportando parte da umidade sobre a região amazônica para o sul da América do Sul. Quando o fluxo zonal de oeste é intensificado, tal umidade é transportada para o Sudeste brasileiro, produzindo a ZCAS. Outro mecanismo de geração e manutenção da ZCAS é a penetração de sistemas frontais no subtropical e a conseqüente convecção nessa faixa de nebulosidade. Dessa forma, está associada aos eventos extremos de precipitação em São Paulo (Carvalho *et al.*, 2002).

3.4 Clima e Vegetação

A topografia das regiões Sul e Sudeste do Brasil caracterizam-se pelas terras do sul do Rio Grande do Sul, com elevações menores que 500 m acima do nível do mar ao longo de uma ampla faixa de 100 a 200 km ao longo da costa Atlântica, e pelas terras altas do Sul e Sudeste (entre 500 e 1200 m acima do nível do mar). As maiores elevações (> 1.200m acima do nível do mar) são formadas pela Serra Geral no sul do Brasil, continuando em direção nordeste através da Serra do Mar. No sudeste encontra-se ainda a Serra da Mantiqueira, outra cadeia montanhosa mais ao interior do continente (Behling, 2002). As informações a seguir foram integralmente obtidas em Nimer (1989).

O sudeste brasileiro é uma região de transição entre os climas quentes das latitudes baixas e os climas mesotérmicos de tipo temperado das latitudes médias. A zona tropical é caracterizada por duas estações, a chuvosa e a seca. Já nas latitudes médias (zonas temperadas), quatro estações são mais ou menos definidas, porém o que mais define seu clima é a variação de temperatura durante o ano. Entretanto, o caráter de transição climática da região sudeste se inclina mais para os climas tropicais do que para os temperados, apresentando como característica mais importante a presença de uma estação muito chuvosa e outra seca.

Devido à sua topografia muito acidentada, com vasto litoral soprado quase constantemente pelos ventos de E e NE, e sobretudo, por se tratar de um território de importantes variações de latitude e longitude, localizado sob a trajetória preferida pelas frentes polares, o sudeste brasileiro possui uma notável diversificação climática. Sua orografia determina uma série de variedades climáticas, tanto no que se refere à temperatura, quanto à precipitação, contudo o que mais caracteriza a região é o clima

subsequente. Enquanto na Serra do Mar são observadas altas taxas de precipitação, outras regiões como o Vale do Rio Doce e o baixo curso do Paraíba do Sul apresentam precipitação cerca de quatro vezes menores. Entretanto, observa-se uma notável concentração de chuvas no verão, enquanto no inverno, além de escassas, as precipitações são bem menos expressivas.

O sul do Brasil é uma região das mais uniformes e de maior grau de unidade climática. Nesta região há o domínio exclusivo e quase absoluto do clima mesotérmico do tipo temperado, caracterizado por alta umidade, sem estação seca (Nimer, 1989).

Geralmente possui invernos frios e verões quentes, com exceções ao norte do Paraná e litorais do Paraná e de Santa Catarina, caracterizados por inverno ameno, e às superfícies elevadas do planalto, que possuem verão brando. Seu relevo mais regular, de formas simples, não cria grandes interferências àquelas características impostas pelos fatores dinâmicos. Possui regime de chuvas bem distribuído para a maior parte de seu território, não apresentando regiões onde a precipitação seja excessiva ou carente.

Quanto à vegetação, a predominância de formações florestais concorda com o caráter úmido do clima regional, assim como as distinções de composição e estrutura verificadas nessas formações com a variação das condições térmicas ao longo do seu território. De forma resumida, as regiões Sul e Sudeste brasileiras apresentam, de sul para norte, quatro tipos de vegetação principais associadas ao clima regional: a vegetação de campos, a floresta de Araucária, a floresta semidecídua e o cerrado.

3.5 Produtividade Primária no Atlântico Sul

A produção primária consiste na fixação de carbono do ambiente através de atividade biológica, podendo ser traduzida como a formação de tecidos vivos por estes

organismos (Lourenço e Marques-Junior, 2002). A fixação total de carbono representa a produção primária bruta (PPB), ao passo que produção primária líquida consiste na subtração da respiração dos autótrofos da PPB (Gaeta e Brandini, 2006).

A produtividade primária é a medida da produção primária durante um determinado intervalo de tempo, ou seja, trata-se da taxa de fixação de carbono durante o tempo. A base da produtividade nos oceanos é a fotossíntese efetuada pelo fitoplâncton e todos os outros organismos dependem, direta ou indiretamente, desta produção (Lourenço e Marques-Junior, 2002).

Em muitas regiões do mundo, independente da latitude, o plâncton próximo à costa é mais abundante, devido à maior disponibilização de nutrientes provindas do continente através de descargas de rios, por exemplo. Apesar do baixo nível de produtividade nas regiões oceânicas, a estabilidade destes ambientes é muito maior ao longo do ano, com menores flutuações de temperatura ou salinidade (Lourenço e Marques-Junior, 2002).

As concentrações de clorofila e a composição taxonômica das comunidades fitoplanctônicas são correlacionadas à circulação oceânica e aos processos físicos de mesoescala. As ressurgências trazem para a zona fótica importantes quantidades de nutrientes regenerados nas camadas mais profundas, promovendo o aumento do potencial trófico local. Os vórtices podem indicar a combinação da frente formada pela água de ressurgência próximo à costa e a água superficial oceânica. Os vórtices podem estar associados a núcleos com elevadas concentrações de nutrientes. A entrada de águas provenientes de drenagens continentais e de estuários nos sistemas costeiros contribui para a diminuição da salinidade e a alteração na composição química da água, promovendo alterações na constância das proporções entre os elementos maiores da água do mar e causando um enriquecimento em nutrientes, sobretudo silicato, que

caracteriza esses aportes (Braga e Niencheski, 2006).

Em vários locais ao longo da região Sul-Sudeste, ocorrem processos de ressurgência ao longo da quebra da plataforma. Longe da influência de aportes continentais, esses processos são considerados os geradores da alta produtividade biológica, a qual propicia a abundância de recursos pesqueiros em meia água (Braga e Niencheski, 2006).

Como Gaeta e Brandini (2006) explicam, para o Atlântico Sudoeste, a AT, que domina a maior parte da zona eufótica das áreas oceânicas possui boa iluminação, entretanto é pobre em nutrientes e a fonte principal de destes se encontra abaixo da termoclina, nos domínios da ACAS. Esta água possui nutrientes em abundância, mas normalmente ocupa estratos inferiores da coluna d'água, com radiação solar insuficiente. Caso a termoclina seja rompida por movimentos ascendentes, a produtividade na zona eufótica é aumentada. Alguns processos físicos que podem realizar este papel e fertilizar a zona fótica são ressurgências, vórtices ciclônicos e ondas internas.

Portanto a ACAS se destaca em relação aos processos biológicos que ocorrem no plâncton na região da plataforma e quebra de plataforma. A figura 3.4 apresenta os diagramas de dispersão de nutrientes e oxigênio dissolvido em função do sigma-t (Gaeta e Brandini, 2006). Nela, podem ser observados os limites superior e inferior de sigma-t para a ACAS, as observações relativas à AC e AT e graus variáveis de mistura de ACAS e AC, e as observações relativas à Água Intermediária Antártica (750-1000 m).

Figura 3.4 - Diagramas de dispersão dos nutrientes inorgânicos dissolvidos e oxigênio dissolvido em função de sigma-t obtidos na plataforma continental e região oceânica dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Cruzeiro de verão, projeto Coroas, Gaeta (1999). (Obtido em Gaeta e Brandini, 2006).

Ressurgências no talude têm implicações importantes na produção primária de áreas oceânicas, onde a contribuição de nutrientes para a camada eufótica, a partir de camadas mais profundas, é limitada pela existência da termoclina permanente. Com a ressurgência da ACAS, a camada eufótica é fertilizada em grande extensão, possibilitando um aumento na produção fitoplancônica e nos demais níveis da camada trófica (Braga e Niencheski, 2006).

Quanto aos aportes continentais na plataforma continental sudeste-sul

brasileiras, Braga e Niencheski (2006) comentam que estes são muito fortes na região da desembocadura da Lagoa dos Patos e também, de um modo geral, na porção sul do litoral do Estado do Rio Grande do Sul, devido à influência da descarga do Rio da Prata. Próximo à Baía de Paranaguá, ao sistema Cananéia-Iguape, os aportes continentais mostram sua influência, sobretudo no período de verão, correspondente ao período de chuvas. Próximo à baía de Guanabara, os sinais de aportes continentais são menos evidentes que nos demais locais citados e a influência continental está limitada à porção interna da plataforma. A figura 3.5 simplifica os principais fenômenos da costa sudeste-sul.

Figura 3.5 - Quadro sintético dos principais fenômenos da costa sudeste-sul (Braga e Niencheski, 2006).

Segundo Gaeta e Brandini (2006), as imagens de satélite têm representado uma importante ferramenta nas análises de distribuição espacial da produtividade, capaz de identificar processos físicos e seus efeitos na produção primária. A distribuição de

clorofila-a superficial média de três anos consecutivos apresentadas por estes autores encontra-se ilustrada na figura 3.6. Por se tratar de média anual, não é possível a observação de assinaturas de biomassa fitoplanctônicas decorrentes de perturbações do tipo vórtices ou meandramentos ciclônicos. As maiores concentrações de clorofila-a foram encontradas próximas a áreas com influência de rios e sob pressão antrópica (baía de Guanabara, restinga de Marambaia, Santos, Cananéia, Paranaguá, Lagoa dos Patos).

Figura 3.6 - Distribuições médias anuais de clorofila-a superficial (MG m⁻³) entre o cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS), estimadas por imagens da SeaWifs (Sea-viewing Wide Field-of-view- Sensor) – 1998 (Gaeta e Brandini, 2006).

Segundo Longhurst *et al.* (1995), a média anual da taxa de produção primária marinha para a região costeira e oceânica do Atlântico Sul, baseada em dados climatológicos obtidos pelo Coastal Zone Color scanner (CZSC) entre 1978 e 1986, foi de 302 e 75 g C.m⁻²ano⁻¹, respectivamente.

Antoine *et al.* (1996), também a partir de dados de satélite, estimou a produtividade anual para o Atlântico subtropical, próximas à área de estudo, entre 100 e 150 g C.m⁻²ano⁻¹ nas regiões oceânicas, e de 100 a 200 g C.m⁻²ano⁻¹ nas regiões costeiras.

Gaeta e Brandini (2006) salientam que a avaliação apenas por imagens de satélite não é suficiente, pois a formação de máximos de fitoplâncton formados em camadas inferiores como na base da termoclina não são detectados pelas imagens de satélite. Dessa forma, a aplicação desta técnica pode subestimar os valores reais de clorofila a, biomassa e produção primária, principalmente em águas tropicais onde os máximos de clorofila a muitas vezes ocorrem a 100 metros de profundidade (Lourenço e Marques-Junior, 2002).

Como pode ser observado na A figura 3.7 (Gaeta e Brandini, 2006), o máximo superficial de clorofila no verão se estende de 50 a 150 m de profundidade na região do talude, com concentrações entre 0,15 e 0,20 mg m⁻³ na maior parte. Entretanto, foram encontrados três máximos entre 0,4 e 1,1 mg m⁻³ e um pico secundário de 0,8 mg m⁻³, segundo os autores, associados a meandramento ciclônico e termoclinas situadas a 25 m de profundidade. No inverno, os máximos superficiais de clorofila também são encontrados entre 50 e 100 m de profundidade, porém com máximos de 0,25 mg m⁻³ e camada de mistura uniforme até 100 m e termoclina permanente. Para a plataforma interna, externa e talude continental, os autores observaram os maiores valores de máximos superficiais de clorofila ao longo do verão em comparação ao inverno.

Figura 3.7 - Distribuições verticais de clorofila-a e temperatura na plataforma interna, externa e talude durante o verão (painéis superiores) e inverno (painéis inferiores) (Gaeta e Brandini, 2006).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

O testemunho KF-02, cedido pela Petrobras, foi coletado na Bacia de Santos sob as coordenadas 25°50'15.25"S e 45°11'53.72"N, a 827 metros de profundidade. Foram recuperados 488 cm de sedimento. As amostras compreendidas entre 184 e 216 cm foram utilizadas para outras análises e não foram suficientes para as análises deste estudo.

4.1 Cronologia

Para estabelecer a cronologia do testemunho, foram realizadas 9 datações de radiocarbono (^{14}C) em testas de *Globigerinoides ruber* (pink e white). As idades foram corrigidas para efeito reservatório de 271 anos de acordo com Butzin *et al.* (2005) e Cao (em prep.) transformadas em idades calendário de acordo com Fairbanks *et al.* (2005). As idades das demais profundidades foram calculadas a partir de interpolação linear, utilizando-se o programa Analyseries® para esta interpolação.

4.2 Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio, razão Fe/Ca e Teor de Carbonato de Cálcio

Análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio foram realizadas para todos os intervalos de profundidade amostrados do testemunho KF-02, a cada 2cm aproximadamente, totalizando 213 amostras. As análises foram realizadas pelo laboratório Pará-Iso da universidade Federal do Pará (UFPA). Neste estudo, utilizou-se os dados de isótopos estáveis em rocha total (< 0,063 mm) e não em foraminíferos

planctônicos por estas análises terem sido realizadas a partir da fração do sedimento inferior a 0,063 mm, correspondente à fração onde se encontram os nanofósseis calcários.

As análises de teor de carbonato de cálcio (CaCO_3) e dos elementos Fe e Ca, realizadas para o mesmo testemunho do presente estudo, foram obtidas de Bariani (2009). As análises foram realizadas em 50 amostras (espaçadas a cada 10 cm aproximadamente) da fração menor que 0,63 mm. As amostras analisadas não foram correspondentes às mesmas das análises quantitativas.

Azevedo *et al.* (1997) comenta que o sinal medido em rocha total não tem a precisão de análises em testas de foraminíferos, exigindo cuidado em seu uso. Entretanto, os resultados são compensadores, ponderando-se a redução significativa no tempo e nos custos laboratoriais que propicia (evita-se a preparação e triagem de fósseis).

O teor de CaCO_3 foi realizado a partir de ataque à amostra com HCl 1N. A diferença de peso antes e após o ataque com ácido foi considerado a quantidade de CaCO_3 na amostra.

As análises de Fe e Ca foram obtidas a partir de fluorescência de raios-X, realizadas no laboratório de Química e ICP-AES, no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

4.3 Preparação das lâminas

A preparação das lâminas de nanofósseis calcários foi realizada a partir da decantação aleatória desenvolvida por Flores e Sierro (1997). Os procedimentos adotados foram previamente descritos em detalhe por Ferrarese (2006). Este método

permite o cálculo do número de nanólitos por grama de sedimento, e dessa forma é possível o cálculo das abundâncias absolutas dos nanofósseis calcários.

Inicialmente, foram pesados em balança analítica, 0,100 g de sedimento previamente seco, seguido da desagregação do mesmo, através de moagem em almofariz de porcelana. O material foi então colocado em frasco de plástico e diluído em 10 ml de água tamponada.

A suspensão foi energeticamente agitada e, após 1 minuto, com o auxílio de uma micropipeta, 1,0 ml da solução da porção superior do frasco foi transferido para uma placa de petri contendo uma lamínula e água tamponada até próximo à borda. Sucessivas injeções a partir da solução da placa de petri foram feitas até que se obtivesse uma distribuição do sedimento visualmente homogênea. A água tamponada foi obtida através da diluição de 0,2 g de NaHCO_3 , 0,15 g de Na_2CO_3 e 0,08 g de gelatina para cada litro de água destilada. Nesta solução, os dois primeiros componentes possuem o objetivo de saturar a água em carbonato de cálcio, a fim de se evitar dissolução dos nanólitos mais frágeis. A gelatina tem como objetivo diminuir a tensão superficial da água e facilitar o procedimento laboratorial minimizando os meniscos da superfície livre de água (Flores e Sierro, 1997).

Por fim, a mistura ficou em repouso sobre uma superfície horizontal e estável, o nanódromo, por 24 horas à temperatura ambiente. Após este período, toda a componente silto-argilosa já se depositou e então a água em excesso contida na placa foi retirada por capilaridade com auxílio de um papel absorvente.

Após a remoção da água excedente, a placa foi colocada em estufa (60°C graus Celsius) para total evaporação da água. As lamínulas foram montadas em lâminas utilizando-se Bálsamo do Canadá sintético, seguindo o procedimento padrão de preparação de lâminas para observação de nanofósseis calcários, segundo descrito por

Antunes (1997).

4.4 Análise Quantitativa

Com as lâminas confeccionadas, procede-se à contagem dos nanofósseis por campos de observação, de forma aleatória. A figura 3 ilustra os materiais utilizados na técnica.

Figura 3 - Esquema simplificado dos materiais e procedimento utilizado na técnica.

A contagem dos nanofósseis calcários foi feita a partir de um microscópio óptico, por campos de observação, de forma aleatória. Roth (1994) verificou que contagens de 300 nanólitos por amostra permitem detectar mesmo aqueles taxa cuja abundância relativa seja da ordem de apenas 1 a 2% da associação total, considerando um intervalo de confiança de 90 a 95%. Uma probabilidade superior a 99% de encontrar formas com abundância inferior a 1% da associação total poderia ser alcançada caso fosse feita uma contagem de 500 nanólitos por amostra, porém, neste caso, o tempo disponível para o estudo seria insuficiente e, além disso, os resultados não teriam importância estatística significativa para esse estudo.

O critério para a escolha dos taxa para a análise quantitativa foi a ocorrência ao longo dos testemunhos e a fácil identificação ao microscópio óptico. Além dos coccolitoforídeos, espículas de ascídias também foram contabilizadas.

A quantificação absoluta das espécies de nanoplâncton calcário por grama de sedimento (nanno/g), a partir do número de nanólitos contabilizados por campos de observação, foi feita de acordo com a seguinte equação:

$$N = n \times \frac{V}{V_p} \times \frac{P_a}{A_o} \times \frac{1}{P}$$

onde, n = Número de nanólitos contabilizados,

V = Volume contido no frasco (10 ml),

V_p = Volume extraído por pipetagem e injetado na placa de petri,

P_a = Área da placa de petri,

A_o = área observada ao microscópio (obtida pela multiplicação do número de campos de visão, CV, ao microscópio, pela área unitária correspondente ao microscópio utilizado), e

P = peso do sedimento amostrado.

5. RESULTADOS

5.1 Cronologia

A tabela 1 mostra as profundidades datadas, suas respectivas idades ^{14}C , idades corrigidas para efeito reservatório e idades calendário. As idades para as demais profundidades do testemunho, calculadas por interpolação linear, estão apresentadas no ANEXO 1. A figura 5.1 mostra a relação entre profundidade e idade calendário das amostras datadas. Deste ponto em diante, os resultados serão apresentados e discutidos em termos de idade calendário. As figuras serão apresentadas em função da profundidade da amostra para evidenciar as variações dos parâmetros nas amostras mais superficiais do testemunho. Uma escala adicional em função das idades calendário foi adicionada à esquerda das figuras.

Tabela 1 - Profundidade das amostras enviadas para datações de radiocarbono e respectivas estimativas de idades calendário para o testemunho KF02.

Prof. (cm)	Idade ^{14}C (anos ^{14}C)	Erro (10^3 anos)	Idade descontando Efeito Reservatório (10^3 anos)	Idade Calendário (10^3 anos)	Erro (anos calendário)
2	615	30	344	404	57
45	850	15	579	579	34
99	1080	50	809	720	41
149	2910	20	2639	2750	9
234	5230	25	4959	5673	30
318	7750	30	7479	8319	39
360	9660	60	9389	10611	78
420	10550	60	10279	12048	102

Figura 5.1 - Relação entre idade e profundidade das amostras.

5.2 Isótopos estáveis de carbono e Oxigênio

As curvas de variação dos isótopos estáveis de oxigênio e carbono ao longo do testemunho estão apresentadas na figura 5.2. A curva de variação do $\delta^{18}\text{O}$ apresentou valores entre -0,13‰ e 2,79‰ (473 e 14.869 anos AP, respectivamente) com uma tendência decrescente da base para o topo do testemunho.

A curva de variação do $\delta^{13}\text{C}$ apresentou valores entre 0,41‰ (434 anos AP) e 1,64‰ (10.803 anos AP). A curva apresentou tendência geral menos marcada que a de oxigênio, variando bastante ao longo do testemunho.

Figura 5.2 - Distribuição dos resultados de isótopos estáveis de oxigênio e carbono ao longo do testemunho KF-02. As linhas tracejadas indicam intervalos não analisados.

5.3 Nanofósseis calcários

As entidades taxonômicas dominantes ao longo do testemunho foram *F. profunda*, *Gephyrocapsa* spp. e *E. huxleyi*, as quais variaram, aproximadamente, de 87% a 96% somadas. *Helicosphaera* spp., *Reticulofenestra* spp. e as espículas de ascídias atingiram valores percentuais máximos entre 3 e 5%. Todos os demais taxa identificados não alcançaram, individualmente, 3% nas amostras. Em muitos casos, a

representatividade destes foi inferior a 1%. Os valores das abundâncias absolutas e relativas de todas as taxa identificados estão apresentados nos ANEXOS 2 e 3, respectivamente.

A seguir estão descritos os resultados das variações de abundâncias absolutas e relativas das entidades taxonômicas mais representativas. As figuras 5.3 e 5.4 apresentam, respectivamente, as variações das abundâncias absolutas e relativas de *Gephyrocapsa* spp., *F. profunda* e *E. huxleyi*.

Figura 5.3 - Variação das abundâncias absolutas de *Gephyrocapsa* spp., *F. profunda* e *E. huxleyi* ao longo do testemunho KF-02. As linhas tracejadas indicam intervalos não analisados.

Figura 5.4 - Variação das abundâncias relativas de *Gephyrocapsa* spp., *F. profunda* e *E. huxleyi* ao longo do testemunho KF-02. As linhas tracejadas indicam intervalos não analisados.

F. profunda variou entre 17,46 e 49,30% (456 e 11.171 anos AP) da assembléia total, com o número de nanólitos por grama de sedimento entre $8,32E+07$ e $31,75E+07$, em 12.582 e 481 anos AP, respectivamente. Sua abundância absoluta aumentou da base do testemunho até 3,438 anos AP, a partir de onde decresce, porém de forma suave, mantendo altos valores até o topo do testemunho. De forma geral, apresentou tendência de aumento da base para o topo do testemunho. Sua porcentagem na amostra variou de forma semelhante.

Gephyrocapsa spp. obteve sua maior representatividade em 12,582 anos AP,

alcançando 62,13%. A menor abundância relativa ocorreu em 416 anos AP, somando 21,06%, e a menor abundância absoluta em 536 anos AP, com 12,95 nanno/g. O maior número de nanólitos por grama de sedimento (51,27) ocorreu em 8,130 anos AP.

Os valores percentuais de *E. huxleyi* permaneceram entre 8,70 e 25,89% (15.142 e 6.618 anos AP), com abundância absoluta oscilando entre 3,16E+07 e 23,03E+07 (481 e 12.583 anos AP).

O gênero *Gephyrocapsa* predomina da base do testemunho até 3.163 anos AP. Daí em diante, *F. profunda* e *Gephyrocapsa* spp. intercalam em dominância até 565 anos AP, de onde *F. profunda* passa a dominar as assembléias até o topo do testemunho. De modo geral, há um declínio na representatividade de *Gephyrocapsa* spp. ao longo do testemunho enquanto ocorre um aumento da porcentagem de *F. profunda* da base para o topo do testemunho.

As figuras 5.5 e 5.6 apresentam, respectivamente, as variações de abundâncias absolutas e relativas das espécies com representatividade máxima entre 3 e 5%. Na figura pode-se observar que *Helicosphaera* spp. variou bastante ao longo do testemunho e apresentou valores de abundância absoluta entre 0,11E+07 e 2,74E+07 nanno/g, representando de 0,23 a 4,58% das amostras. Suas menores abundâncias absolutas ocorreram em 14.707 anos AP e entre 8.988 e 3.713 anos AP.

As espículas de ascídias variaram entre 0 e 3,71%, com valor máximo de nanólitos por grama de sedimento (1,73E+07) em 11.377 anos AP. De forma geral, apresentam uma tendência de queda em direção ao topo do testemunho.

Figura 5.5 - Variação das abundâncias absolutas de *Helicosphaera* spp., *Reticulofenestra* spp. e Espículas de ascídias o longo do testemunho KF-02. As linhas tracejadas indicam intervalos não analisados.

Já *Reticulofenestra* spp., com representatividade entre 0 e 3,13%, apresentou tendência geral de crescimento da base par o topo do testemunho. Sua ocorrência ao longo do testemunho é muito variável e suas porcentagens muito baixas em diversas profundidades, poucas vezes atingindo valores acima de 1% nas amostras. Entretanto, a partir de 2.262 anos AP, sua representatividade aumenta, atingindo suas abundâncias absolutas mais altas.

Apesar de pequenos, os valores mais altos de abundância de *C. pelagicus* (0,52 a $0,87E+07$ nanno/g) foram encontrados entre 11.761 e 7.878 anos AP, representando de

0,82 a 1,51% da composição de nanofósseis calcários. Nas demais profundidades, sua representatividade foi sempre inferior a 0,5%.

Figura 5.6 - Variação das abundâncias relativas de *Helicosphaera* spp., *Reticulofenestra* spp. e espículas de ascídias ao longo do testemunho KF-02. As linhas tracejadas indicam intervalos não analisados.

Dentre as demais entidades taxonômicas identificadas, *C. murrayi*, *C. leptoporus*, *R. clavigera*, *Syracosphaera* spp. e *Umbilicosphaera* spp. apresentaram valores abaixo de 2,5% ao longo do testemunho. *Umbellosphaera* spp., *Pontosphaera* spp. e *C. cristatus* tiveram representatividade inferior a 1% nas amostras. *D. tubifera* foi identificada apenas em 7.642 e 964 anos AP.

A curva de variação da abundância absoluta total está apresentada na figura

5.7.

Figura 5.7 - Variação da abundância absoluta total ao longo do KF-02. As linhas tracejadas indicam intervalos não analisados.

Desde 14.707 anos AP, a abundância dos nanofósseis calcários aumenta, atingindo os maiores valores mais ao centro do testemunho, entre 9.738 e 3.437 anos AP. Daí para o topo do testemunho, a abundância total entra em declínio, porém registrando outro pico de abundância em 481 anos AP, atingindo cerca de $90E+07$ nanno/g.

6. DISCUSSÃO

Neste estudo, o intuito da quantificação do número de nanofósseis por grama de sedimento foi estimar as variações de produtividade dos cocolitoforídeos ao longo do tempo. Optou-se pela técnica de decantação aleatória proposta por Flores e Sierro (1997) pois esta, diferentemente da técnica usual de decantação (semi-quantitativa), permite o cálculo do número de nanofósseis calcários por grama de sedimento.

Os resultados da análise quantitativa de nanofósseis calcários apresentaram maiores abundâncias dos nanólitos entre 10.603 e 6.114 anos AP, entre 3.438 e 2.887 anos AP e entre 481 e 434 anos AP. A variação da abundância total está principalmente representada por três taxa que dominam ao longo do testemunho: *Gephyrocapsa* spp., *F. profunda* e *E. huxleyi*, em ordem decrescente de representatividade.

Helicosphaera spp., *Reticulofenestra* spp. e as espículas de ascídias atingiram valores percentuais máximos entre 3 e 5%. Todos os demais taxa identificados não alcançaram, individualmente, 3% nas amostras. Em muitos casos, a representatividade destes foi inferior a 1%. Por isso, pouco pode ser discutido quanto à suas variações. A maior parte destas entidades taxonômicas não apresentou relação aos outros *proxies* utilizados, e por estes motivos, suas variações foram consideradas não representativas para interpretações sobre paleoprodutividade.

Bariani (2009) realizou análises dos elementos Fe e Ca e do teor de CaCO_3 na fração menor que 0,63 mm para o mesmo testemunho utilizado neste estudo. O conteúdo de CaCO_3 da fração fina nas amostras foi utilizado como parâmetro para análise da variação de produtividade primária dos cocolitoforídeos pois nesta fração encontram-se principalmente nanólitos de cocolitoforídeos. Dessa forma, esperou-se

uma relação positiva entre o CaCO_3 e o número de nanofósseis calcários por grama de sedimento. No entanto, nesta fração encontram-se ainda fragmentos calcários de outros organismos e a relação entre as variações de nanofósseis calcários e de CaCO_3 no sedimento nem sempre será direta.

Comparando as curvas de variações destes parâmetros ao longo do testemunho foram observadas tendências similares, indicando relação entre os mesmos, como esperado. Desde 15.000 anos AP até cerca de 8.000 anos AP ambas as curvas, de uma forma geral, apresentam tendência crescente. De 8.000 anos AP até próximo a 500 anos AP ambos os parâmetros decrescem. Observou-se também que aumentos de CaCO_3 ocorreram nos intervalos onde as maiores abundâncias absolutas foram obtidas.

Entretanto, as variações do número de nanofósseis calcários por grama de sedimento e do teor de CaCO_3 numa determinada amostra pode tanto ser reflexo de uma real variação de produção dos cocolitoforídeos na camada fótica, quanto uma variação da acumulação de sedimentos terrígenos no local, ou mesmo ambos, diluindo o carbonato no sedimento e dificultando a interpretação sobre a variação da produtividade.

De acordo com Arz *et al.* (1999), a variação do carbonato marinho nos sedimentos pode ser devido a variações na magnitude do aporte de material terrígeno por rios, variações de nível relativo do mar e alterações no ambiente de deposição (batimetria, correntes oceânicas). Os autores utilizaram a variação da razão Fe/Ca e Ti/Ca para distinguir em que momentos as variações de conteúdo carbonático nos sedimentos eram devidas ao efeito da diluição por maior ou menor contribuição de material terrígeno.

Para o KF-02, a avaliação da curva de Fe/Ca ao longo do testemunho mostrou redução de material continental de 15.000 a 9.301 anos AP, com valores mínimos entre

9.301 e 8.325 anos AP, a partir de onde aumenta em direção ao topo do testemunho. Essa variação é, em geral, acompanhada inversamente pela variação da abundância absoluta dos nanofósseis calcários e do conteúdo de carbonato de cálcio no sedimento, exceto para o topo do testemunho, onde há um incremento destes parâmetros e máximo da razão Fe/Ca (figura 6.1).

Dessa forma, o aumento da concentração de nanofósseis calcários e de CaCO_3 nas amostras poderia ser interpretada como uma menor diluição destes no sedimento e portanto, a simples comparação destes parâmetros não é conclusiva (figura 6.1).

Segundo a curva de variação do nível do mar de Correa (1996) para a plataforma continental do Rio Grande do Sul, em aproximadamente 15.000 anos AP, o nível relativo do mar encontrava-se cerca de 90 metros abaixo do nível atual e em fase de transgressão. Um nível relativo do mar mais baixo favoreceria a entrada de material continental na região pela aproximação da fonte de material continental. Registros de paleovales nas plataformas continentais de São Paulo ao Rio Grande do Sul mostram que desembocaduras de rios importantes como o Rio da Prata (Correa, 1996) e Ribeira do Iguape e Itanhém (Conti e Furtado, 2009) tiveram suas desembocaduras deslocadas em desde o Último Máximo Glacial, quando o nível do mar por volta de 120 metros abaixo do nível atual. Corrêa (1996) documenta a desembocadura do rio da Prata por volta de 34°S entre 18.000 e 16.000 anos AP. Atualmente este rio deságua em 35°S (Piola, 2008).

Além disso, Mahiques *et al.* (2007) sugeriram que em períodos de nível de mar baixo, o deslocamento ao largo da corrente do Brasil favorece a entrada de material terrígeno no talude superior na região da Bacia de Campos. Para a região do KF-02, um nível relativo do mar mais baixo permitiria a maior contribuição de material terrígeno. O aumento (redução) das chuvas e da erosão nos continentes também aumentaria

(reduziria) a contribuição de material terrígeno, aumentando (reduzindo) a razão Fe/Ca.

Diversos autores sugerem condições mais secas no Holoceno inferior e médio para as regiões central, sul e sudeste brasileiras. Behling (2002) e Ledru (1998) também estas alterações principalmente à entrada de frentes frias antárticas no sul/sudeste do Brasil, além do deslocamento mais ao norte da posição da ZCIT. Para Martin (1997), o continente menos aquecido durante o verão, devido ao posicionamento da Terra mais distante do Sol em dezembro por volta de 11.000 anos, e a ZCIT localizada mais ao norte no continente, teriam permitido o alcance mais ao norte das frentes polares, principalmente durante o final da primavera e começo do inverno.

Cruz *et al.* (2009) sugeriram que as condições mais secas entre 9.000 e 6.000 anos no sudeste/sul do Brasil foram relacionadas ao posicionamento da ZCIT mais ao sul neste período assim como por mudanças nas células de Hadley e Walker. Para o Holoceno médio, Melo e Marengo (2008) sugeriram um clima mais seco nas regiões sul, sudeste e centro oeste do Brasil devido a um menor transporte de umidade da região Amazônica. Neste período, a Terra esteve mais próxima do Sol em agosto e mais distante em fevereiro (Melo e Marengo, 2008).

Para o testemunho KF-02, valores menores da razão Fe/Ca foram encontrados entre 13.504 e 5.123 anos AP, intercalados por um aumento da razão em 11.171 anos AP, no entanto com valor mais baixo que os períodos anteriores a 13.504 e posteriores a 5.123 anos AP. Após 5.123 anos AP, a razão Fe/Ca aumenta progressivamente em direção ao presente. Analisando em termos de variação de umidade, a curva da razão Fe/Ca indica redução da umidade de 15.000 até 8.000 anos AP. A partir de 8.000 anos AP, condições cada vez mais úmidas devem ter sido estabelecidas, dado o aumento da razão Fe/Ca deste ponto até o presente ao mesmo tempo em que o mar estaria em fase de transgressão.

Dessa forma, o menor aporte de material terrígeno para a região 10.603 e 6.933 anos AP poderia ser relacionado ao distanciamento da costa e a um período de condições menos úmidas a por volta de 8.000 anos AP, já que neste período encontram-se menores valores de Fe/Ca em relação ao resto do testemunho. Essa interpretação concorda com Ledru (1998), Behling (2002) e Cruz *et al.* (2009) quanto ao padrão de chuvas no Holoceno inferior e médio nas regiões sul e sudeste brasileiras. O distanciamento da costa devido à subida do nível relativo do mar também reduziria a quantidade de material terrígeno para a região. Daí poderia ser concluído que o aumento do número de nanofósseis calcários neste momento foi devido à sua menor diluição no sedimento.

No entanto, uma análise da curva de variação dos isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) indicou relação inversa entre esta e as variações dos nanofósseis calcários. A análise da relação $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ permite uma discussão sobre períodos de maior ou menor produtividade, uma vez que o ^{12}C é preferivelmente assimilado pelo fitoplâncton (Steinmetz, 1994b). Deste modo, a redução (aumento) dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ indica aumento (redução) de produtividade primária marinha.

Os maiores valores de nanólitos por grama de sedimento entre 10.603 e 6.114 anos AP, entre 3.438 e 2.887 anos AP e entre 481 e 434 anos AP podem então indicar um real aumento de produtividade dos cocolitoforídeos nas águas superficiais do Atlântico sudoeste. Nestes momentos foram observados valores mais altos de abundância absoluta dos nanofósseis calcários e da contribuição de carbonatos para o sedimento associado a valores mais baixos de $\delta^{13}\text{C}$.

As variações de produtividade estão principalmente registradas no sedimento pelos taxa *Gephyrocapsa* spp., *F. profunda* e *E. huxleyi*, os quais somados representaram de 86 a 97% da composição da nanoflora calcária.

Entre 10.603 e 6.114 anos AP, *Gephyrocapsa* spp. apresentou seus valores de abundância absoluta mais altos. *F. profunda*, *E. huxleyi* e *Reticulofenestra* spp. também apresentaram aumento de produção, porém não seus valores mais altos.

As variações de abundâncias relativas da espécie habitante da zona fótica inferior *F. profunda* podem ser relacionadas a variações da profundidade da termoclina/nutriclina e da produtividade das águas superficiais (Molfin e McIntyre, 1990). A espécie é reportada como uma espécie relacionada a ambientes estáveis, estratificados e profundos (Okada e Honjo, 1983; Baumann, 2005), ausente em águas turbulentas e em regiões costeiras (Baumann, 2005).

O gráfico de variação percentual de *Gephyrocapsa* spp. e *F. profunda* mostrou dominância de *Gephyrocapsa* spp. desde os últimos 15.000 anos AP até aproximadamente 11.000 anos. Daí até aproximadamente 6.000 anos, a espécie decresceu em representatividade, e *F. profunda* teve sua representatividade aumentada.

As abundâncias absolutas destas taxa sugerem aumento de ambas. Entretanto, tal situação não parece provável, pois para *Gephyrocapsa* spp. ter sua produção aumentada, um incremento em nutrientes deve ocorrer na camada eufótica superior. Os resultados da razão Fe/Ca indicam redução de aporte continental, então uma fertilização a partir desta fonte parece improvável. Outra possibilidade seria uma termoclina mais rasa neste período. Neste caso, a maior taxa de produção de *F. profunda* não seria provável, pois a espécie vive preferencialmente em ambientes de maior estabilidade da coluna d'água (Okada e Honjo, 1973)

Isto retoma a questão sobre o aporte continental influenciar ou não a região. Se considerarmos que a variação do aporte continental influenciou a deposição de terrígenos na região, mas mesmo assim algum incremento de produtividade ocorreu na camada superficial do oceano, as variações percentuais praticamente espelhadas de

Gephyrocapsa spp. e de *F. profunda* entre 10.603 e 6.114 anos AP poderiam ser possíveis por três razões: (a) ambas entidades taxonômicas aumentaram suas taxas de produção, entretanto a produtividade de *F. profunda* foi maior; (b) *F. profunda* aumentou sua produção e a produção de *Gephyrocapsa* spp. permaneceu estável; (c) *F. profunda* aumentou sua taxa de produção ao mesmo tempo em que *Gephyrocapsa* spp. reduziu a sua. Os casos em que houvesse redução de ambos ou apenas redução de *Gephyrocapsa* spp. foram prontamente descartado pois estas situações indicariam redução de produtividade e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ seriam aumentados.

No caso de uma aumento de *Gephyrocapsa* spp., seria esperado que um incremento de nutrientes tivesse ocorrido na camada fótica superior. Os resultados da razão Fe/Ca indicam redução de aporte continental, então uma fertilização a partir desta fonte parece improvável. Outra possibilidade para fertilização da camada superficial seria uma termoclina mais rasa neste período. Entretanto, neste caso, a maior taxa de produção de *F. profunda* não seria razoável, pois a espécie vive preferencialmente em ambientes de maior estabilidade da coluna d'água.

No segundo caso, o aumento de *F. profunda* e estabilidade da produção de *Gephyrocapsa* spp. não alterariam os valores de $\delta^{13}\text{C}$, pois para *Gephyrocapsa* spp. manter sua produção, a quantidade de nutrientes não pode ter variado. Condições de instabilidade da coluna d'água seriam necessárias para suprir a camada superior em nutrientes, já que o aporte continental é baixo. Neste caso o aumento de *F. profunda* seria novamente improvável.

Por fim, a diminuição da produção de *Gephyrocapsa* spp. indica uma redução de nutrientes em superfície, já que o gênero é indicador de variação de concentração de nutrientes (Brand, 1994). Isso poderia ter ocorrido devido ao menor aporte continental, assim como um aprofundamento da termoclina também desproveria a camada mais

superficial de nutrientes. Os nutrientes continuariam disponíveis para *F. profunda* que vive na zona fótica inferior (figura 6.2).

Neste caso, um aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ seria esperado pela redução de nutrientes e produtividade na camada mais superficial. Porém, se *F. profunda* teve sua taxa de produção aumentada, então a variação do $\delta^{13}\text{C}$ deve estar registrando o aumento de produtividade na zona fótica inferior, como sugerido pela redução dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Como as análises deste parâmetro foram realizadas em rocha total, os sinais de variações de produtividade primária na zona fótica superior, média e inferior estariam misturados, dificultando a interpretação sobre a paleoprodutividade. Nesta fração podem conter ainda fragmentos de outros organismos, tal como de foraminíferos bentônicos que também podem influenciar o sinal.

O menor aporte continental na região ao longo deste período pode ter influenciado o sinal dos carbonatos biogênicos no sedimento. A menor diluição destes por sedimentos terrígenos deve ter aumentado a quantidade de nanofósseis por grama de sedimento e o teor de CaCO_3 , mascarando a variação da produtividade dos cocolitoforídeos em diferentes profundidades da zona fótica.

Dessa forma, para o período entre 10.500 e 6.000 anos AP, aproximadamente, sugere-se que a produtividade foi reduzida nas camadas superficiais devido a uma redução de nutrientes. A suposição de menor produção de *Gephyrocapsa* spp. indicaria menor quantidade de nutrientes nas camadas superficiais. O aumento de *F. profunda* poderia indicar condições da coluna d'água pouco mais estáveis. Uma termoclina pouco mais desenvolvida e profunda propiciaria condições mais favoráveis ao desenvolvimento de *F. profunda*, ao passo que diminuiria a quantidade de nutrientes disponíveis para *Gephyrocapsa* spp.

Neste momento, as espículas de ascídias também tiveram suas abundâncias

reduzidas, mostrando alguma relação com *Gephyrocapsa* spp., caso essa tenha reduzido mesmo. Entretanto, devido ao aumento de *F. profunda*, essa redução não seria esperada, assim nenhuma relação entre a variação das espículas de ascídias e da produtividade primária pôde ser extraída.

Este período de 10.603 a 6.114 anos foi seguido de suave redução da produtividade dos cocolitoforídeos, representada principalmente pela redução de *Gephyrocapsa* spp. Neste momento, *F. profunda*, *E. huxleyi* aumentam suas abundâncias absolutas e a razão Fe/Ca e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são mais altos.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ sugerem que a temperatura continuou a aumentar após 6.000 anos AP. O aumento da temperatura auxiliaria o aprofundamento da termoclina, e então da nutriclina. Tal condição propiciaria menor quantidade de nutrientes para a camada mais superficial, e assim a menor produção de *Gephyrocapsa* spp. Observou-se que neste momento, *F. profunda* aumenta sua representatividade, além de seus valores de nanólitos por grama de sedimento, enquanto *Gephyrocapsa* spp. diminui sua percentagem nas amostras. As abundâncias absolutas e relativas de *Reticulofenestra* spp., baixas anterior a este período, começaram a aumentar. Relação da espécie com o aumento da temperatura também foi reportada na literatura (ex. Hagino e Okada, 2004).

Portanto de 6.000 anos AP para o presente, provavelmente as condições foram mais oligotróficas, desfavorecendo *Gephyrocapsa* spp. Outros picos de produtividade foram encontrados entre 3.438 e 2.887 anos AP e entre 481 e 434 anos AP. Estes também foram representados principalmente pelos aumentos de valores de abundâncias de *F. profunda*. Nestes momentos, quedas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ também foram observados. O aporte continental neste momento não deve ter influenciado a fertilização das águas superficiais da região de forma eficiente dada a distância do ponto de coleta do testemunho à costa.

Numa avaliação geral, a produtividade total dos cocolitoforídeos não parece ter variado muito. Entretanto, a variação entre espécies foi observada e sugeriram o desenvolvimento de condições mais oligotróficas a partir do início do Holoceno. Estas condições puderam ser associadas inicialmente à variação do nível do mar, quando o menor nível relativo deste propiciou maior quantidade de nutrientes para a camada fótica superficial da região.

Com a subida do nível relativo do mar e o desenvolvimento de condições menos úmidas entre 10.600 e 6.000 anos AP aproximadamente, menor quantidade de nutrientes esteve disponível para as espécies de cocolitoforídeos na camada fótica superficial. Entretanto, as condições mais estáveis da coluna d'água devem ter favorecido a produção de *F. profunda*, a qual habita estratos inferiores da camada fótica.

O aquecimento das camadas superficiais deve ter permitido o desenvolvimento de uma termoclina mais profunda deste período em direção ao presente, e *F. profunda* continuou a se desenvolver na base da termoclina, onde os nutrientes encontram-se disponíveis. A estabilidade e a maior transparência da água também podem ter sido mais apropriadas ao seu desenvolvimento ao longo deste período.

Figura 6.1 – Variações dos resultados dos isótopos estáveis de oxigênio e carbono, abundância absoluta total, teor de CaCO_3 e razão Fe/Ca. Reparar os valores decrescentes de $\delta^{18}\text{O}$, indicando aquecimento; as relações positivas entre as abundâncias absolutas e teor de CaCO_3 e negativas destes parâmetros em relação à razão Fe/Ca e as variações de $\delta^{13}\text{C}$. A área sombreada indica os períodos entre 10.603 e 6.114 anos AP, entre 3.438 e 2.887 anos AP e entre 481 e 434 anos AP. As linhas tracejadas indicam o intervalo do testemunho não quantificado.

Figura 6.2 – Variações dos resultados dos isótopos estáveis de e carbono, variação das abundâncias relativas de *Gephyrocapsa* spp. (linha contínua) e *F. profunda* (linha tracejada), abundâncias absolutas totais de *Gephyrocapsa* spp. e *F. profunda* e razão Fe/Ca. Reparar a diminuição de *Gephyrocapsa* spp. em direção de 15.000 anos AP ao presente em relação à *F. profunda*. As setas indicam as estimativas de variações de produtividade destas espécies. A área sombreada indica os períodos entre 10.603 e 6.114 anos AP, entre 3.438 e 2.887 anos AP e entre 481 e 434 anos AP. As linhas tracejadas indicam o intervalo do testemunho não quantificado.

7. CONCLUSÕES

A produtividade primária das águas superficiais apresentou variações ao longo dos últimos 15.000 anos. Períodos de maior produtividade são sugeridos anteriores a 10.600 anos AP, entre 3.400 e 2.900 anos AP e entre 480 e 430 anos AP, aproximadamente.

As variações de *Florisphaera profunda* e *Gephyrocapsa* spp. ao longo do testemunho, aliado às variações dos isótopos estáveis de carbono, permitiu uma análise quanto às variações da profundidade da termoclina e assim, da nutriclina.

Os isótopos estáveis de carbono em rocha total mostraram ser úteis na avaliação da produtividade primária na camada superficial do oceano, e neste estudo indicou relação entre os mesmos e a produtividade dos cocolitoforídeos. Suas variações foram associadas a alterações de produtividade em diferentes profundidades da zona fótica.

As espículas de ascídias não mostraram relação com a variação total de nanofósseis calcários neste estudo e, portanto, não foi possível relacionar as mesmas como indicadoras da produtividade na camada superficial dos oceanos. Entretanto a possibilidade de utilizá-las como indicadoras de produtividade das águas superficiais não foi descartada uma vez que sua variação apresentou relação com as variações de *Gephyrocapsa* spp..

As variações do número de nanólitos por grama de sedimento mostraram-se úteis para uma avaliação das causas e variações de produtividade. Entretanto, não foi possível a avaliação das variações de produtividade de forma a identificar suas intensidades devido a possíveis variações nas taxas de acumulação na região, as quais podem ter causando um efeito de “diluição” dos carbonatos, dificultando as

interpretações.

Estima-se que a produtividade da camada fótica superior tenha diminuído desde o início do Holoceno. Anterior a este período, uma termoclina mais rasa teria propiciado condições mais favoráveis ao desenvolvimento dos cocolitoforídeos que habitam as camadas mais superficiais do oceano. Uma maior contribuição continental poderia ter auxiliado no processo de fertilização das águas superficiais da região.

A partir de 10.500 anos AP, uma termoclina pouco mais profunda teria influenciado a comunidade fitoplanctônica da camada fótica superior, causando redução da produtividade em superfície. Tais alterações teriam propiciado condições mais favoráveis à espécie habitante da camada fótica inferior *F. profunda*. Deste momento em diante, o aquecimento das águas superficiais não teria permitido que as mesmas fossem enriquecidas por nutrientes devido ao aprofundamento da termoclina/nutriclina. Estas condições teriam sido gradativamente desenvolvidas e perduradas ao longo do Holoceno.

Condições cada vez mais úmidas são sugeridas a partir de 8.000 anos AP pelos valores da razão Fe/Ca, no entanto, as abundâncias de *Gephyrocapsa* spp. e os isótopos estáveis de carbono indicaram que a fertilização da camada superficial pelo aporte continental não foi eficiente.

8. REFERÊNCIAS

- AHAGON, N; Tanaka, Y e Lulie, H 1993. *Florisphaera profunda*, a possible nanoplankton indicator of Late Quaternary changes in sea-water turbidity at the northeast margin of the pacific. *Marine Micropaleontology*, 22, p. 255-273.
- AIZAWA, c.; Oba, T.; Okada, H. 2004 Late Quaternary paleoceanography deduced from coccolith assemblages in a piston core recovered off the central Japan coast. *Marine Micropaleontology*, 52, p. 277-297.
- ANTOINE, D.; André, J.-M.; Morel, A. 1996. Oceanic primary production 2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Global biogeochemical Cycles*, 10 (1), p. 57-69.
- ANTUNES, R. L. 1997. Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários. Rio de Janeiro: UFRJ. 115p.
- ARAÚJO, A. G. de M.; Pilo, L. B.; Neves, W. A. e Atui, J. P. V. 2006 Human occupation and paleoenvironments in South America: expanding the notion of an “archaic gap”. *Revista do Museu de Arqueologia e etnologia*. 15-16. P. 3-5.
- ARZ, H. W.; Pätzold, J. e Wefer, G. 1999. Climatic changes during the last deglaciation recorded in sediment cores from the northeastern Brazilian Continental Margin. *Geo-Marine Letters*, 19, p. 209-218.
- AZEVEDO, R. L. M.; Rodrigues, R. e Takaki, T. 1997. Aplicação dos dados isotópicos de carbono e oxigênio, rocha-total, em estudos paleoambientais. *Bol. Geoci. PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 11 (1/2), p. 19-32, jan./dez.
- BARIANI, L. M. 2009. Variações da sedimentação ao longo dos últimos 15.000 anos em um testemunho da Bacia de Santos. Trabalho de Graduação. Universidade de São Paulo. 39p.

- BARREIRO, M.; Chang, P e Saravanan, R. 2002. Variability of the South Atlantic Convergence Zone simulated by an atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 15, p. 745-763.
- BASTOS, C. C. e Ferreira, N. J. 2005. Análise climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul INPE ePrint: sid.inpe.br, p. 612-619.
- BAUMANN, K. -H. 2005. The significance of extant coccolithophores as indicators of ocean water masses, surface water temperature, and paleoproductivity: a review. *Paläontologische Zeitschrift*, 79/1, p. 93–112.
- BEAUFORT, L.; Lancelot, Y.; Camberlin, P.; Cayre, O.; Vincent, E.; Bassinot, F. e Labeyrie, L. 1997. Insolation Cycles as a Major Control of Equatorial Indian Ocean Primary Production. *Science*, 278, p.1451- 1454.
- BEHLING, H. 1993. Late Quaternary and climate change in Brazil. Review of *Palaeobotany and Palynology*, 99, p. 143-156.
- BEHLING, H. 1997. Late Quaternary vegetation, climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129, p. 407-422.
- BEHLING, H. 2002. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177, p. 19-27.
- BEHLING, H.; Arz, H. W.; Pätzold, J. e Wefer, G. 2002. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179, p. 227-243.
- BENTHIEN, A.; Andersen, N.; Schulte, S.; Müller, P. J.; Scheneider, R. R. e Wefer, G. 2005. The carbon isotopic record of the C37:2 alkenone in the South Atlantic:

- Last Glacial Maximum (LGM) vs. Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, vol 221, p. 123-140.
- BERGER, L. e Loutre, P. J. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 millions of years. *Quaternary Science Reviews*, 10, p. 297-371.
- BOECKEL, B; Baumann, K-H; Henrich, Rüdiger; Kinkel, H, 2006. Coccolith distribution patterns in South Atlantic and Southern Ocean surface sediments in relation to environmental gradients. *Deep-Sea Research I*, 53, 1073-1099.
- BRAGA, E. S. e Niencheski, L. F. H. 2006. Composição das Massas de Água e seus Potenciais Produtivos entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). **In:** Wongtschowski, C. L. B. e Madureira, L. S-P. O ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil. São Paulo. Ed. Edusp, p. 161-218.
- BRAND, L. E., 1994. Physiological ecology of marine coccolithophores. **In:** Winter, A. e Siesser, W. (eds). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 39-49.
- BRUMMER, G. J. A. e Van Eijden, A J. M. 1992. “Blue-ocean” paleoproductivity estimates from pelagic carbonate accumulation rates. *Marine Micropaleontology*, 19, p. 99-117.
- BUTZIN, M., Prange, M.; Lohmann, G. 2005. Radiocarbon simulations for the glacial ocean: the effects of wind stress, Southern Ocean sea ice and Heinrich events. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235, p. 45-61.
- CACHÃO, M. e Moita, M. T. 2000 *Coccolithus pelagicus*, a productivity proxy related to moderate fronts off Western Iberia. *Marine Micropaleontology*, 39, p. 131-155.
- CAMPOS, E. J. D.; Gonçalves, J.E. & Ikeda, Y. 1995. Water mass characteristics and

- geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991. *Journal of Geophysical Research*, 100 (C9), p. 18537-18550.
- CAO, L., Fairbanks, R.G.; Butzin, M.; Naik, N., em prep. The marine radiocarbon reservoir age. *Radiocarbon*.
- CARVALHO, L. M.; Jones, C. e Liebmann, B. 2002. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence zone. *Journal of Climate*, 15 (17), p. 2377-2394.
- CASTRO, B. M.; Lorenzzetti, J. A.; Silveira, I. C. A. e Miranda, L. B. 2006. Estrutura Termohalina e Circulação na Região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B. e Madureira, L. S-P. O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude continental na região sudeste-sul do Brasil. São Paulo, Ed. Edusp.
- CHARLSON, R. J.; Lovelock, J. E.; Andreae, M. O. e Warren, S. G. 1987. Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, 326, p. 655-661.
- CONTI, L.A.; Furtado, V.V. 2009. Topographic registers of paleo-valleys on the Southeastern Brazilian Continental shelf. *Braz. J. Oceanogr.*, 57(2), p. 113-121.
- CORRÊA, I. C. S. 1996. Les Variations Du niveau de La mer Durant lês derniers 17.500 ans BP: l'exemple de La plate-forme continentale Du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology*, 130, p. 163-178.
- CRUZ, F. W.; Vuille, M.; Burns, S. J.; Wang, X.; Cheng, H.; Werner, M.; Edwards, R. L.; Karmann, I.; Auler, A. S. e Nguyen, H. 2009. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geosciences*, 2, p. 210-214.

- FAIRBANKS, T.W.; Bloom, A.L.; Grootes, P.M.; Nadeau, M.-J. 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quat. Sci. Rev.*, 24 (16-17), p. 1781-1796.
- FERRARESE, H. B. 2006. Comparação de duas técnicas de preparação para nanofósseis calcários e suas aplicações em estudos quantitativos. Trabalho de conclusão de curso. Universidade de São Paulo. Instituto Oceanográfico. 46 p.
- FERRARESE, H. B.; Toledo, F. A. L.; Quadros, J. P.; Costa, K. B. 2008. Use of the random settling technique in quantitative studies of calcareous nannofossils in the NW South Atlantic ocean. *Revista Brasileira de paleontologia*, 11(1), p. 5-10.
- FLORES, J.A. e Sierro, F. J. 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology*, 43 (3), p. 321-324.
- GAETA, S. A. e Brandini, F. P. 2006. Produção primária do fitoplâncton na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). **In:** Wongtschowski, C. L. B. e Madureira, L. S-P. O ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil. São Paulo. Ed. Edusp, p. 219-264.
- GARCIA, M. J.; Oliveira, P. E.; Siqueira, E. e Fernandes R. S. 2004. A Holocene vegetational and climate Record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 131, p. 181-189.
- GEISEN, M.; Bollmann, J.; Herrle, J. O.; Mutterlose, J.; Young, J. 1999 Calibration of the random settling technique for calculation of absolute abundances of calcareous nannoplankton. *Micropaleontology*, 45, p. 437-442.
- HENRIKSSON, A. S. 2000. Coccolithophore response to oceanographic changes in the

- equatorial Atlantic during the last 200,000 years. *Paleogeography, paleoclimatology, Paleoecology*, 156, p. 161-173.
- HOUGHTON, S. 1991. Calcareous Nannofossils. In: *Climate of the oceans, World Survey Climatology*, 15 (Ed. By H. Van Loon). Elsevier, New York, 1-191.
- KODAMA, Y. M., 1993. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. *Journal of Meteorology Society Japan* 71, p. 581-610.
- LEDRU, M- P., 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. *Quaternary Research*, 39, p. 90-98.
- LEDRU, M- P 1998. Absence of Last Glacial Maximum records in lowland tropical forests. *Quaternary Research*, 49, p. 233-237.
- LEDRU, M- P.; Salgado-Labouriau, M. L.; 1998 e Lorscheitter, M. L. 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr B.P. *Review of Paleobotany and palynology*, 99, p. 131-142.
- LIEBMANN B.; Kiladis, G. N.; Marengo, J. A.; Ambrizzi, T. e Glick, J. D. 1999. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 12, p. 1877-1891.
- LONGHURST, A.; Sathyendranath, S.; Platt, T. e Caverhill, C. 1995. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *Journal of Plankton Research*, 17 (6), p. 1245-1271.
- LOURENÇO, O. S. e Marques Junior, A., N. 2002. **In:** Pereira, R. C. e Soares-Gomes, A. 2002. *Biologia Marinha*. Rio de Janeiro. Ed. Interciência, p. 195-277.
- MAHIQUES, M. M.; Fukumoto, M. M.; Silveira, I. C.; Figueira, R. C. L.; Bícigo, M. C.; Lourenço, R. A. e Mello-E-Souza, S. H. 2007. Sedimentary changes on the

- southeastern brazilian upper slope during the last 35,000 years. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 79(1), p. 171-181.
- MARTIN, L.; Bertaux, J.; Corrège, T.; Ledru, M-P; Mourguiart, P.; Siffedine, A.; Soubiès, F.; Wirrmann, D.; Sugui, K.; Turcq, B. 1997. Astronomical forcing of contrasting rainfall changes in tropical South America between 12,400 and 8800 cal yr B.P.. *Quaternary Research*, 47, p. 117-122.
- MATSUURA, 1986. Contribuição ao estudo sobre estrutura oceanográfica da região Sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC). *Ciência e Cultura*, 38 (8) p.1439-1450.
- MCINTYRE, K. & BÉ, A. W. H. 1967. Modern Coccolithophoridae in the Atlantic ocean. Placoliths and crytholiths. *Deep-Sea Research*, 14, p. 561-597.
- MELO, A. B. C.; Nobre, P., Mendes, D. e Bottino, M. J. 2002. A zona de Convergência Intertropical sobre o oceano Atlântico: Climatologia. *Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, p. 682-686.
- MELO, M. L. D. e Marengo, J. A. 2008. Simulações do clima do Holoceno médio na América do Sul com modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 23 (2), p.191-205.
- MOLFINO, B. e McIntyre, A. 1990 Precessional Forcing of nutricline dynamics in the Equatorial Atlantic. *Science*, 249, 766-769.
- MOLION, L. C. B. 1987. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol 2, 107-117.
- MOLLENHAUER, G.; Schneider, R. R.; Jennerjahn, T.; Müller, P. J. e Wefer, G. 2004. Organic carbon accumulation in the South Atlantic Ocean: its modern, mid-Holocene and last glacial distribution. *Global and Planetary Change*, 40, p. 249-266.

- MOSTAJO, E. L. 1986. Estudio de dos testigos submarinos del oceano Pacífico Sudcuatorial. *Revista Española de Micropaleontologia*, 18 (3), 433-442.
- MÜLLER, J. T.; Ikeda, Y.; Zangenberg, N. e Nonato, L. V. 1998. Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20°S and 28°S. *Journal of Geophysical Research*, 103(C3), p. 5429-5437.
- NETO, J. L. e Nery, J. T. 2005. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e impactos regionais. In: Souza, C. R. G.; Suguio, K.; Oliveira, A. M. S. e Oliveira, P. E. *Quaternário do Brasil*. Ed Holos, Ribeirão Preto, SP, 382p.
- NIMER, E. 1989. *Climatologia do Brasil*. IBGE, Rio de Janeiro. 421 p..
- OKADA, H. 1983. Modern nannofossil assemblages in sediments on coastal and marginal seas along the western Pacific ocean. *Utrecht Micropaleontology Bulletin*, 30, p. 171-187.
- OKADA, H. e HONJO, S. 1973. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep-Sea Research*, 20, p. 355-374.
- OKADA, H e McIntyre, A. 1979. Seasonal distribution of modern coccolithophores in the western North Atlantic. *Marine Biology*, 54, p. 319-328.
- PEREIRA, M. J. e Feijó, F. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8 (1), p. 219-234.
- PETERSON, R. G. e Stramma, L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*. 26, p. 1-73.
- QUADROS, J. P. 2007. Nanofósseis calcários da margem continental nordeste do Brasil: uma contribuição à paleoceanografia do Atlântico Sul. *Dissertação de mestrado*. Universidade de São Paulo. Instituto Oceanográfico. 188 p.
- REID, J. L.; Nowlin, W. D. e Patzert, W. P. 1977. On the Characteristics and Circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 7, p. 62-

91.

- RIEBESELL, U. 2004. Effects of CO₂ enrichment on marine phytoplankton. *Journal of Oceanography*, 60, p.. 719-729.
- RODRIGUES, S. A.; Lotufo, T. e Rocha, M. In: JOLY, C. A. e Bicudo, C. E. M. 1999. Biodiversidade do Estado de São Paulo. Síntese do conhecimento ao final do século XX. São Paulo, FAPESP, 331p.
- ROTH, P. 1994. Distribution of coccoliths in oceanic sediments. **In:** Winter, A. e Siesser, W. (eds). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 199-218.
- SEYVE, C. 1990. Introdução à Micropaleontologia. Universidade A. Neto. Elf Aquitaine editor, Bousseens. 232p.
- SILVEIRA, I. C. A.; Schmidt, A C K.; Campos, E. D.; Godoi, S. S. e Ikeda, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. *Rev. Brás. Oceanogr.*, 48(2), p. 171-183.
- STEINMETZ, J. C. 1994a. Sedimentation of coccolithophores **.In:** Winter, A. e Siesser, W. (eds). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 179-197.
- STEINMETZ, J. C. 1994b. Stable isotopes in modern coccolithophores. In: Winter, A. e Siesser, W. (eds). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 219-229.
- STRAMMA, L. e England, M. 1999. On the water masses circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research.*, 104 (C9), p. 20.863-20.883.
- SVERDRUP, H. U.; Johnson, M. W. e Fleming, R. H. 1942. *The oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*. N. Y., Prentice-Hall, 1087 p.
- TALLEY, L.D. 1996. Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. In: G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler and D. Webb, Editors, *The South Atlantic: Present and*

- Past Circulation, Springer, Berlin–Heidelberg, p.. 219–238.
- TASCHETTO, A. S. 2006. O impacto do Oceano Atlântico Sul no clima regional. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 115p.
- TOLEDO, F. A. L.; Costa, K. B.; Pivel, M. A. G.; Campos, E. J. D. 2008. Tracing past circulation changes in the western south Atlantic based on planktonic foraminifera. *Revista brasileira de Paleontologia*, 11(3), p. 169-178.
- TOLEDO, F. A. L.; Cachão, M.; Costa, K. B.; Pivel, M. A. G. 2007a. Planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton and ascidian variations during the last 25 kyr in the Southwestern Atlantic: A paleoproductivity signature? *Marine Micropaleontology*, 64, p. 67-79.
- TOLEDO, F. A. L.; Costa, K. B.; Pivel, M. A. G. 2007b. Salinity changes in the wetern tropical South Atlantic during the last 30 kyr. *Global and Planetary Changes*, 57, p. 383-395.
- TOLEDO, F. A. L. 2000. Variações Paleoceanográficas nos últimos 30.000 anos no oeste do Atlântico Sul: isótopos de oxigênio, assembléias de foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS. Instituto de Geociências. Curso de Pós Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS, Brasil. 245p.
- WESTBROEK, P.; Brown, C. W.; Bleijswijk, J. V.; Brownlee, C.; Brummer, G. J.; Conte, M.; Egge, J.; Fernández, E.; Jordan, R.; Knappertsbusch, M.; Stefels, J.; Veldhuis, M.; Wal, P. V. D. e Young, J 1993. A model system approach to biological climate forcing. The example of *Emiliana huxleyi*. *Global and Planetary change*, vol 8, p. 27-46.
- WINTER, A.; Jordan, R. W. e Roth, P. H. 1994. Biogeography of living coccolithophores in the ocean waters. **In:** Winter, A. e Siesser, W. (eds).

- Coccolithophores. Cambridge University Press, Cambridge, p. 161-177.
- WINTER, A. E Briano, J., 1989. Coccolithophores and global CO₂. INA Newsl., 11(2), p. 109- 110.
- YOUNG, J. R.; Geisen, M.; Cros, L.; Kleinjne, A.; Sprengel, C.; Probert, I. e Ostergaard, J. 2003. A guide to extant coccolithophore taxonomy. Journal of nanoplankton Research, Special Issue (1), 125p.
- ZEMBRUSCKI, S. G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. IN: Projeto REMAC. In: Hernani A. F. Chaves (Ed.), Relatório Final, Série Projeto REMAC N.7, PETROBRAS/CENPES/DINTEP, Rio de Janeiro, 177p.
- ZONDERVAN, I. 2007. The effects of light, macronutrients, trace metals and CO₂ on the production of calcium carbonate and organic carbon in coccolithophores – A review. Deep-Sea Research, 54, p. 521-537.

ANEXO 1 – Relação entre profundidades e idades ao longo do testemunho KF-02.

Profundidade (cm)	Idade (milhares de anos)	Profundidade (cm)	Idade (milhares de anos)	Profundidade (cm)	Idade (milhares de anos)
1	0,4020	137	2,2628	336	9,3013
5	0,4162	145	2,5927	344	9,7379
9	0,4345	153	2,8876	352	10,1744
11	0,4406	161	3,1627	360	10,6033
15	0,4569	169	3,4378	368	10,8026
21	0,4813	177	3,7129	376	10,9942
25	0,4966	184,5	4,2287	384	11,1708
33	0,5302	224	5,3291	392	11,3774
41	0,5648	240	5,8620	400	11,5690
49	0,5894	248	6,1140	408	11,7606
57	0,6116	256	6,3660	418	12,0001
65	0,6325	264	6,6180	424	12,2073
73	0,6521	272	6,8700	432	12,5826
81	0,6730	280	7,1063	440	12,9580
89	0,6939	288	7,3740	448	13,3220
97	0,7148	297	7,6418	456	13,6859
105	0,9636	304	7,8780	464	14,0499
113	1,2884	312	8,1300	472	14,4139
121	1,5929	320	8,4281	480,5	14,8688
127	1,8568	328	8,8647	488	15,1418

ANEXO 2 – Abundâncias absolutas (10^7 nanno/g) das espécies quantificadas ao longo do testemunho KF-02 em relação às idades calendários.

Idade (10^3 anos AP)	0,402	0,416	0,435	0,441	0,457	0,481	0,497	0,530	0,565	0,589	0,612	0,633	0,652	0,673	0,694
<i>C. leptoporus</i>	0,21	0,10	0,19	0,22	0,33	0,66	0,09	0,25	0,33	0,28	0,33	0,33	0,40	0,09	0,19
<i>C. murrayi</i>	0,00	0,19	0,29	0,34	0,44	1,15	0,09	0,25	0,22	0,66	0,22	0,11	0,40	0,19	0,09
<i>C. cristatus</i>	0,11	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>C. pelagicus</i>	0,00	0,00	0,00	0,11	0,22	0,00	0,00	0,17	0,00	0,09	0,11	0,22	0,00	0,00	0,00
<i>D. tubifera</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>E. huxleyi</i>	14,04	12,85	12,95	16,89	14,04	23,03	7,79	11,16	10,63	9,49	10,10	10,86	15,17	9,78	9,87
<i>F. profunda</i>	23,96	30,30	28,19	30,88	31,48	31,75	17,39	19,05	17,39	19,75	14,34	18,21	15,98	26,02	14,95
<i>Gephyrocapsa</i> sp.	14,88	12,95	14,38	17,12	15,03	28,46	14,88	13,93	20,60	18,23	19,33	20,07	24,70	19,46	17,11
<i>Helicosphaera</i> sp.	1,69	0,67	0,86	1,45	0,55	1,32	0,95	0,76	0,66	0,76	1,96	0,77	1,75	0,57	1,03
<i>Pontosphaera</i> sp.	0,00	0,00	0,00	0,11	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,13	0,00	0,00
<i>Reticulofenestra</i> sp.	1,58	1,44	0,67	0,22	0,11	0,66	1,38	0,25	1,00	0,66	0,54	0,44	0,81	0,85	0,00
<i>R. clavigera</i>	0,21	0,58	0,38	0,00	0,44	0,66	0,69	0,17	0,44	0,57	0,22	0,99	0,81	0,28	0,19
<i>Syracosphaera</i> sp.	0,74	0,29	0,10	0,45	0,44	0,49	0,00	0,08	0,11	0,19	0,43	0,11	0,00	0,19	0,00
<i>Umbellosphaera</i> sp.	0,21	0,10	0,00	0,11	0,00	0,49	0,09	0,00	0,22	0,00	0,11	0,11	0,00	0,00	0,00
<i>Umbilicosphaera</i> sp.	0,32	0,86	0,29	0,67	0,66	1,15	0,26	0,08	0,66	0,38	0,22	0,77	0,67	0,47	0,28
Espícula de Ascídia	0,633	1,055	0,575	0,112	0,329	0,165	0,692	0,420	0,554	0,190	0,326	0,110	0,000	0,000	0,188
Total	58,58	61,47	58,88	68,70	64,17	90,00	44,29	46,57	52,95	51,27	48,34	53,09	60,82	57,92	43,91

ANEXO 2 - continuação

Idade (10 ³ anos AP)	0,715	0,964	1,288	1,593	1,857	2,263	2,593	2,888	3,163	3,438	3,713	4,229	5,329	5,862	6,114
<i>C. leptoporus</i>	0,53	0,34	0,38	0,38	0,22	0,28	0,11	0,87	0,55	0,16	0,34	0,83	0,26	0,33	0,33
<i>C. murrayi</i>	0,66	0,45	0,09	0,09	0,33	0,38	0,44	0,43	0,33	0,66	1,17	0,00	0,13	0,00	0,66
<i>C. cristatus</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>C. pelagicus</i>	0,13	0,11	0,09	0,09	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,17	0,00
<i>D. tubifera</i>	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>E. huxleyi</i>	10,24	9,96	11,30	9,78	8,99	9,68	12,41	10,43	13,07	16,45	17,62	15,95	12,24	18,28	16,62
<i>F. profunda</i>	19,14	20,81	23,74	24,91	22,16	22,69	27,69	19,77	18,94	30,11	22,66	19,94	18,82	16,62	23,03
<i>Gephyrocapsa</i> sp.	27,78	20,81	20,13	17,21	19,85	18,33	18,61	19,01	21,38	30,44	27,36	32,07	28,96	35,72	31,43
<i>Helicosphaera</i> sp.	1,60	2,35	1,04	0,85	2,63	1,14	1,00	0,87	1,44	0,82	2,52	1,83	1,58	0,83	1,15
<i>Pontosphaera</i> sp.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Reticulofenestra</i> sp.	0,13	1,45	0,09	0,38	1,32	1,52	0,66	0,33	0,55	0,33	0,00	0,50	0,79	0,66	0,99
<i>R. clavigera</i>	0,80	0,34	0,09	0,38	0,66	0,38	0,22	0,54	0,33	0,99	0,67	0,50	0,13	0,17	0,33
<i>Syracosphaera</i> sp.	0,00	0,45	0,19	0,00	0,11	0,00	0,22	0,00	0,00	0,16	0,34	0,50	0,13	0,00	0,33
<i>Umbellosphaera</i> sp.	0,00	0,00	0,19	0,09	0,22	0,09	0,00	0,33	0,00	0,16	0,00	0,33	0,26	0,17	0,33
<i>Umbilicosphaera</i> sp.	0,13	1,12	0,47	0,38	0,77	0,66	1,33	0,87	0,55	0,99	1,68	1,16	0,13	0,50	0,49
Espícula de Ascídia	0,53	0,67	0,28	0,85	0,11	0,28	0,55	0,65	0,33	0,16	0,34	0,33	0,53	0,83	0,16
Total	61,68	58,96	58,11	55,38	57,48	55,45	63,25	54,09	57,60	81,44	74,68	73,94	64,23	74,27	75,85

ANEXO 2 - continuação

Idade (10³ anos AP)	6,366	6,618	6,870	7,106	7,374	7,642	7,878	8,130	8,428	8,865	9,301	9,738	10,174	10,603	10,803
<i>C. leptoporus</i>	0,39	0,33	0,16	0,44	0,75	0,45	0,87	0,54	0,13	0,51	0,49	0,81	0,40	0,67	0,13
<i>C. murrayi</i>	0,26	0,33	0,00	0,66	0,43	0,34	0,65	0,65	0,39	0,26	0,16	0,00	0,13	0,27	0,13
<i>C. cristatus</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>C. pelagicus</i>	0,26	0,00	0,16	0,00	0,11	0,00	0,87	0,76	0,53	0,26	0,49	0,16	0,27	0,40	0,00
<i>D. tubifera</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>E. huxleyi</i>	13,16	19,09	15,14	17,72	9,14	9,04	15,21	7,93	11,06	11,51	13,49	13,52	12,36	9,00	8,78
<i>F. profunda</i>	13,16	14,48	21,72	19,27	15,17	17,06	20,64	13,47	11,19	12,66	18,10	17,60	18,08	18,53	10,20
<i>Gephyrocapsa</i> sp.	30,27	33,40	39,98	47,63	23,56	22,38	51,27	24,55	25,27	27,49	39,16	38,45	29,38	30,07	27,37
<i>Helicosphaera</i> sp.	1,58	2,14	1,32	1,33	0,43	0,57	1,09	0,87	0,79	0,77	0,33	0,98	0,40	1,34	0,39
<i>Pontosphaera</i> sp.	0,00	0,00	0,16	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,16	0,00	0,00	0,13	0,00
<i>Reticulofenestra</i> sp.	0,53	0,82	0,66	0,44	0,32	0,34	0,22	0,54	0,00	0,13	0,00	0,49	0,66	0,67	0,52
<i>R. clavigera</i>	0,66	0,99	0,82	0,66	0,43	0,34	0,87	0,22	0,26	0,38	0,33	0,81	0,40	0,54	0,77
<i>Syracosphaera</i> sp.	0,13	0,16	0,33	0,66	0,00	0,34	0,65	0,22	0,39	0,51	0,82	0,65	0,27	0,40	0,00
<i>Umbellosphaera</i> sp.	0,13	0,33	0,33	0,22	0,00	0,23	0,00	0,11	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39
<i>Umbilicosphaera</i> sp.	0,66	0,33	0,99	1,11	0,54	0,34	1,52	0,22	0,13	0,38	0,33	0,81	0,40	0,00	0,39
Espícula de Ascídia	1,05	1,32	0,49	0,66	0,22	0,11	0,65	0,43	0,53	0,13	0,99	0,49	0,66	1,61	0,65
Total	62,26	73,71	82,27	90,83	51,32	51,65	94,72	50,51	50,94	55,24	74,86	74,79	63,41	63,64	49,70

ANEXO 2 - continuação

Idade (10³ anos AP)	10,994	11,171	11,377	11,569	11,761	12,000	12,207	12,583	12,958	13,322	13,686	14,050	14,414	14,869	15,142
<i>C. leptoporus</i>	0,40	0,26	0,13	0,00	0,26	0,19	0,55	0,09	0,53	0,39	0,11	0,11	0,11	0,22	0,08
<i>C. murrayi</i>	0,40	0,13	0,27	0,13	0,13	0,19	0,22	0,27	0,53	0,13	0,22	0,00	0,22	0,22	0,08
<i>C. cristatus</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>C. pelagicus</i>	0,00	0,26	0,40	0,39	0,52	0,00	0,11	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,08
<i>D. tubifera</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>E. huxleyi</i>	7,18	7,69	9,97	7,24	9,65	5,08	6,65	3,26	7,63	5,79	6,14	5,65	5,98	4,56	3,16
<i>F. profunda</i>	9,70	9,52	15,55	13,03	17,08	8,74	9,42	8,32	13,56	13,69	12,61	12,38	8,53	11,51	9,39
<i>Gephyrocapsa</i> sp.	31,37	32,46	32,04	33,96	29,85	23,60	24,15	22,71	34,88	30,54	25,45	30,31	26,36	28,68	21,19
<i>Helicosphaera</i> sp.	1,73	0,78	1,20	1,32	2,74	1,22	1,55	0,36	0,26	0,79	0,22	0,65	0,33	0,11	0,66
<i>Pontosphaera</i> sp.	0,00	0,13	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,22	0,00	0,00	0,22	0,00
<i>Reticulofenestra</i> sp.	0,27	0,52	0,40	0,39	0,65	0,56	0,55	0,09	0,13	0,53	0,11	0,33	0,78	0,33	0,42
<i>R. clavigera</i>	0,40	0,26	0,27	0,13	0,26	0,38	0,44	0,09	0,66	0,26	0,33	0,33	0,44	0,11	0,33
<i>Syracosphaera</i> sp.	0,27	0,00	0,13	0,00	0,26	0,19	0,33	0,09	0,13	0,13	0,11	0,00	0,11	0,00	0,25
<i>Umbellosphaera</i> sp.	0,00	0,39	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00
<i>Umbilicosphaera</i> sp.	0,13	0,65	0,27	0,00	0,26	0,28	0,11	0,09	0,13	0,26	0,22	0,33	0,11	0,00	0,17
Espícula de Ascídia	0,53	1,43	1,73	0,53	1,56	0,94	1,55	1,09	1,45	1,45	0,55	0,76	1,66	0,54	0,50
Total	52,37	54,49	62,48	57,13	63,35	41,46	45,64	36,55	60,15	54,10	46,29	50,94	44,75	46,49	36,31

ANEXO 3 – Abundâncias relativas das espécies quantificadas ao longo do testemunho KF-02 em relação às idades calendários.

Idade (10³ anos AP)	0,402	0,416	0,435	0,441	0,457	0,481	0,497	0,530	0,565	0,589	0,612	0,633	0,652	0,673	0,694
<i>C. leptoporus</i>	0,36	0,16	0,33	0,33	0,51	0,73	0,20	0,54	0,63	0,56	0,67	0,62	0,66	0,16	0,43
<i>C. murrayi</i>	0,00	0,31	0,49	0,49	0,68	1,28	0,20	0,54	0,42	1,30	0,45	0,21	0,66	0,33	0,21
<i>C. cristatus</i>	0,18	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>C. pelagicus</i>	0,00	0,00	0,00	0,16	0,34	0,00	0,00	0,36	0,00	0,19	0,22	0,41	0,00	0,00	0,00
<i>D. tubifera</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>E. huxleyi</i>	23,96	20,90	21,99	24,59	21,88	25,59	17,58	23,96	20,08	18,52	20,90	20,45	24,94	16,89	22,48
<i>F. profunda</i>	40,90	49,30	47,88	44,95	49,06	35,28	39,26	40,90	32,85	38,52	29,66	34,30	26,27	44,92	34,05
<i>Gephyrocapsa</i> sp.	25,41	21,06	24,43	24,92	23,42	31,63	33,59	29,91	38,91	35,56	40,00	37,81	40,62	33,61	38,97
<i>Helicosphaera</i> sp.	2,88	1,09	1,47	2,12	0,85	1,46	2,15	1,62	1,26	1,48	4,04	1,45	2,87	0,98	2,36
<i>Pontosphaera</i> sp.	0,00	0,00	0,00	0,16	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,22	0,00	0,00
<i>Reticulofenestra</i> sp.	2,70	2,34	1,14	0,33	0,17	0,73	3,13	0,54	1,88	1,30	1,12	0,83	1,32	1,48	0,00
<i>R. clavigera</i>	0,36	0,94	0,65	0,00	0,68	0,73	1,56	0,36	0,84	1,11	0,45	1,86	1,32	0,49	0,43
<i>Syracosphaera</i> sp.	1,26	0,47	0,16	0,65	0,68	0,55	0,00	0,18	0,21	0,37	0,90	0,21	0,00	0,33	0,00
<i>Umbellosphaera</i> sp.	0,36	0,16	0,00	0,16	0,00	0,55	0,20	0,00	0,42	0,00	0,22	0,21	0,00	0,00	0,00
<i>Umbilicosphaera</i> sp.	0,54	1,40	0,49	0,98	1,03	1,28	0,59	0,18	1,26	0,74	0,45	1,45	1,10	0,82	0,64
Espícula de Ascídia	1,08	1,72	0,98	0,16	0,51	0,18	1,56	0,90	1,05	0,37	0,67	0,21	0,00	0,00	0,43

ANEXO 3 - Continuação

Idade (10³ anos AP)	0,715	0,964	1,288	1,593	1,857	2,263	2,593	2,888	3,163	3,438	3,713	4,229	5,329	5,862	6,114
<i>C. leptoporus</i>	0,86	0,57	0,65	0,68	0,38	0,51	0,18	1,61	0,96	0,20	0,45	1,12	0,41	0,45	0,43
<i>C. murrayi</i>	1,08	0,76	0,16	0,17	0,57	0,68	0,70	0,80	0,58	0,81	1,57	0,00	0,20	0,00	0,87
<i>C. cristatus</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>C. pelagicus</i>	0,22	0,19	0,16	0,17	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41	0,22	0,00
<i>D. tubifera</i>	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>E. huxleyi</i>	16,59	16,89	19,44	17,66	15,65	17,47	19,61	19,28	22,69	20,20	23,60	21,57	19,06	24,61	21,91
<i>F. profunda</i>	31,03	35,29	40,85	44,99	38,55	40,92	43,78	36,55	32,88	36,97	30,34	26,97	29,30	22,37	30,37
<i>Gephyrocapsa</i> sp.	45,04	35,29	34,64	31,07	34,54	33,05	29,42	35,14	37,12	37,37	36,63	43,37	45,08	48,10	41,43
<i>Helicosphaera</i> sp.	2,59	3,98	1,80	1,53	4,58	2,05	1,58	1,61	2,50	1,01	3,37	2,47	2,46	1,12	1,52
<i>Pontosphaera</i> sp.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Reticulofenestra</i> sp.	0,22	2,47	0,16	0,68	2,29	2,74	1,05	0,60	0,96	0,40	0,00	0,67	1,23	0,89	1,30
<i>R. clavigera</i>	1,29	0,57	0,16	0,68	1,15	0,68	0,35	1,00	0,58	1,21	0,90	0,67	0,20	0,22	0,43
<i>Syracosphaera</i> sp.	0,00	0,76	0,33	0,00	0,19	0,00	0,35	0,00	0,00	0,20	0,45	0,67	0,20	0,00	0,43
<i>Umbellosphaera</i> sp.	0,00	0,00	0,33	0,17	0,38	0,17	0,00	0,60	0,00	0,20	0,00	0,45	0,41	0,22	0,43
<i>Umbilicosphaera</i> sp.	0,22	1,90	0,82	0,68	1,34	1,20	2,10	1,61	0,96	1,21	2,25	1,57	0,20	0,67	0,65
Espícula de Ascídia	0,86	1,14	0,49	1,53	0,19	0,51	0,88	1,20	0,58	0,20	0,45	0,45	0,82	1,12	0,22

ANEXO 3 - Continuação

Idade (10³ anos AP)	6,366	6,618	6,870	7,106	7,374	7,642	7,878	8,130	8,428	8,865	9,301	9,738	10,174	10,603	10,803
<i>C. leptoporus</i>	0,63	0,45	0,20	0,49	1,47	0,88	0,92	1,08	0,26	0,93	0,66	1,09	0,63	1,05	0,26
<i>C. murrayi</i>	0,42	0,45	0,00	0,73	0,84	0,66	0,69	1,29	0,78	0,46	0,22	0,00	0,21	0,42	0,26
<i>C. cristatus</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>C. pelagicus</i>	0,42	0,00	0,20	0,00	0,21	0,00	0,92	1,51	1,03	0,46	0,66	0,22	0,42	0,63	0,00
<i>D. tubifera</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>E. huxleyi</i>	21,14	25,89	18,40	19,51	17,82	17,51	16,06	15,70	21,71	20,83	18,02	18,08	19,50	14,14	17,66
<i>F. profunda</i>	21,14	19,64	26,40	21,22	29,56	33,04	21,79	26,67	21,96	22,92	24,18	23,53	28,51	29,11	20,52
<i>Gephyrocapsa</i> sp.	48,63	45,31	48,60	52,44	45,91	43,33	54,13	48,60	49,61	49,77	52,31	51,42	46,33	47,26	55,06
<i>Helicosphaera</i> sp.	2,54	2,90	1,60	1,46	0,84	1,09	1,15	1,72	1,55	1,39	0,44	1,31	0,63	2,11	0,78
<i>Pontosphaera</i> sp.	0,00	0,00	0,20	0,00	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,22	0,00	0,00	0,21	0,00
<i>Reticulofenestra</i> sp.	0,85	1,12	0,80	0,49	0,63	0,66	0,23	1,08	0,00	0,23	0,00	0,65	1,05	1,05	1,04
<i>R. clavigera</i>	1,06	1,34	1,00	0,73	0,84	0,66	0,92	0,43	0,52	0,69	0,44	1,09	0,63	0,84	1,56
<i>Syracosphaera</i> sp.	0,21	0,22	0,40	0,73	0,00	0,66	0,69	0,43	0,78	0,93	1,10	0,87	0,42	0,63	0,00
<i>Umbellosphaera</i> sp.	0,21	0,45	0,40	0,24	0,00	0,44	0,00	0,22	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,78
<i>Umbilicosphaera</i> sp.	1,06	0,45	1,20	1,22	1,05	0,66	1,61	0,43	0,26	0,69	0,44	1,09	0,63	0,00	0,78
Espícula de Ascídia	1,69	1,79	0,60	0,73	0,42	0,22	0,69	0,86	1,03	0,23	1,32	0,65	1,05	2,53	1,30

ANEXO 3 - continuação

Idade (10 ³ anos AP)	10,994	11,171	11,377	11,569	11,761	12,000	12,207	12,583	12,958	13,322	13,686	14,050	14,414	14,869	15,142
<i>C. leptoporus</i>	0,76	0,48	0,21	0,00	0,41	0,45	1,21	0,25	0,88	0,73	0,24	0,21	0,25	0,47	0,23
<i>C. murrayi</i>	0,76	0,24	0,43	0,23	0,21	0,45	0,49	0,74	0,88	0,24	0,47	0,00	0,50	0,47	0,23
<i>C. cristatus</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>C. pelagicus</i>	0,00	0,48	0,64	0,69	0,82	0,00	0,24	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,23
<i>D. tubifera</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>E. huxleyi</i>	13,71	14,11	15,96	12,67	15,23	12,24	14,56	8,91	12,69	10,71	13,27	11,09	13,37	9,81	8,70
<i>F. profunda</i>	18,53	17,46	24,89	22,81	26,95	21,09	20,63	22,77	22,54	25,30	27,25	24,31	19,06	24,77	25,86
<i>Gephyrocapsa</i> sp.	59,90	59,57	51,28	59,45	47,12	56,92	52,91	62,13	57,99	56,45	54,98	59,49	58,91	61,68	58,35
<i>Helicosphaera</i> sp.	3,30	1,44	1,91	2,30	4,32	2,95	3,40	0,99	0,44	1,46	0,47	1,28	0,74	0,23	1,83
<i>Pontosphaera</i> sp.	0,00	0,24	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,47	0,00	0,00	0,47	0,00
<i>Reticulofenestra</i> sp.	0,51	0,96	0,64	0,69	1,03	1,36	1,21	0,25	0,22	0,97	0,24	0,64	1,73	0,70	1,14
<i>R. clavigera</i>	0,76	0,48	0,43	0,23	0,41	0,91	0,97	0,25	1,09	0,49	0,71	0,64	0,99	0,23	0,92
<i>Syracosphaera</i> sp.	0,51	0,00	0,21	0,00	0,41	0,45	0,73	0,25	0,22	0,24	0,24	0,00	0,25	0,00	0,69
<i>Umbellosphaera</i> sp.	0,00	0,72	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00
<i>Umbilicosphaera</i> sp.	0,25	1,20	0,43	0,00	0,41	0,68	0,24	0,25	0,22	0,49	0,47	0,64	0,25	0,00	0,46
Espícula de Ascídia	1,02	2,63	2,77	0,92	2,47	2,27	3,40	2,97	2,41	2,68	1,18	1,49	3,71	1,17	1,37