

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS- GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

RECONSTITUIÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA NO ATLÂNTICO
SUDOESTE COM BASE EM COCOLITOFORÍDEOS DURANTE O
QUATERNÁRIO TARDIO

ADRIANA LEONHARDT

ORIENTADOR: Profº Dr. João Carlos Coimbra

CO-ORIENTADOR: Profº Dr. Felipe Antonio de Lima Toledo

BANCA EXAMINADORA: Dra. Ana Luiza Spadano Albuquerque
Dr. Cristianini Trescastro Bergue
Dr. Rogério Loureiro Antunes

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para obtenção do Título de
Doutor em Ciências.

Porto Alegre
Junho de 2011

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos aqueles que, em algum momento, auxiliaram na construção deste doutorado e na minha formação como pesquisadora.

Aos meus orientadores, João Carlos Coimbra e Felipe Toledo, que demonstraram uma grande confiança no meu trabalho desde o início e que me proporcionaram um ambiente onde o gosto pela pesquisa científica pôde se desenvolver livremente.

Aos meus amigos do Laboratório de Microfósseis Calcários (UFRGS), por serem ótimas companhias durante esta empreitada, especialmente a Demétrio Nicolaidis e a Fernando Erthal.

Aos colegas do LaPAS (USP), que sempre me receberam de braços abertos nas minhas passagens por São Paulo. Agradeço especialmente a Maria Pivel, pela pronta ajuda em resolver minhas dúvidas, e por fazê-lo com muita simpatia.

Aos professores e funcionários do curso, pelos ensinamentos valiosos e serviços prestados. Agradeço a Luiz Flávio Lopes e a Protásio Paim, pelos deliciosos e instrutivos cafés.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa que tornou possível a realização deste trabalho.

À Petrobrás, pelo material cedido.

Ao meu namorado, Lorenzo Ribas, pelo amor e companheirismo, pela infinita paciência nos meus momentos de crise e pelo incentivo e inspiração para a conclusão deste trabalho.

À minha querida família, sempre presente. À minha mãe, Marlene Luiza F. Leonhardt e ao meu irmão Gustavo Adolfo Leonhardt, que sempre me apoiaram entusiasticamente.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELAS	viii
LISTA DE ABREVIATURAS.....	ix
RESUMO	x
ABSTRACT	xi
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	5
3. COCOLITOFORÍDEOS E ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO E CARBONO - APLICAÇÕES EM PESQUISAS PALEOCEANOGRÁFICAS.....	6
3.1. Caracterização biológica de coccolitoforídeos.....	6
3.2. Aspectos ecológicos de coccolitoforídeos.....	9
3.3. Ocorrências de <i>blooms</i>	12
3.4. Papel dos coccolitoforídeos no ciclo do Carbono	14
3.5. Coccolitoforídeos como <i>proxies</i> em paleoceanografia do Quaternário.....	15
3.5.1. Padrões de distribuição de coccolitoforídeos – análise de sedimentos superficiais	16
3.5.2. Variações morfológicas de espécies ao longo de gradientes ambientais	18
3.5.3. Paleoceanografia do Quaternário tardio através de associações de coccolitoforídeos – estudos em testemunhos.....	22
3.6. O uso de isótopos de Oxigênio e Carbono.....	26
3.6.1. Fatores que influenciam o $\delta^{18}\text{O}$	28
3.6.2. Fatores que influenciam o $\delta^{13}\text{C}$ do carbono inorgânico dissolvido (CID)....	28
4. ÁREA DE ESTUDO	30
4.1. Contexto geomorfológico e sedimentar	30
4.2. Circulação atmosférica e oceânica.....	32
5. PALEOCLIMA E PALEOCEANOGRAFIA NO QUATERNÁRIO TARDIO.....	39
6. MATERIAL E MÉTODOS.....	44
6.1. Obtenção dos testemunhos e amostragem	44
6.2. Magnetometria	45
6.3. Datações por ^{14}C	45
6.4. Análise de isótopos estáveis de Oxigênio e Carbono	46
6.5. Modelos de idade	46
6.6. Análise do teor de CaCO_3	47
6.7. Preparação das amostras para análise micropaleontológica	48

6.8. Análise microscópica.....	49
6.9. Análises paleoceanográficas.....	50
6.10. Análises estatísticas.....	52
7. RESULTADOS.....	54
7.1. O testemunho KF13.....	54
7.1.1. Descrição do testemunho.....	54
7.1.2. Datações por ^{14}C	54
7.1.3. Isótopos estáveis de Oxigênio e Carbono.....	56
7.1.4. Modelo de idade.....	57
7.1.5. Teor de CaCO_3	59
7.1.6. A sucessão de assembleias de cocolitoforídeos.....	59
7.1.7. Análises paleoceanográficas com base em cocolitoforídeos.....	75
7.1.8. Análises estatísticas.....	76
7.2. O testemunho KF14.....	83
7.2.1. Descrição do testemunho.....	83
7.2.2. Magnetometria.....	83
7.2.3. Datações por ^{14}C	87
7.2.4. Isótopos estáveis de Oxigênio e Carbono.....	87
7.2.5. Modelo de idade.....	89
7.2.6. Teor de CaCO_3	91
7.2.7. A sucessão de assembleias de cocolitoforídeos.....	91
7.2.8. Análises paleoceanográficas com base em cocolitoforídeos.....	107
7.2.9. Análises estatísticas.....	110
8. DISCUSSÃO.....	116
8.1. O testemunho KF13.....	116
8.1.1. Significado da dinâmica dos cocolitoforídeos.....	116
8.1.2. Interpretação paleoceanográfica – O Sistema Corrente do Brasil.....	124
8.2. O testemunho KF14.....	131
8.2.1. Significado da dinâmica dos cocolitoforídeos.....	131
8.2.2. Interpretação paleoceanográfica – O Sistema Corrente do Brasil.....	138
8.3. O papel dos cocolitoforídeos no ciclo do Carbono.....	142
9. CONCLUSÕES.....	145
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	147
11. ANEXOS.....	160

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1. Representação de estruturas celulares de cocolitoforídeos	7
Fig. 2. Distribuição ecológica de tipos de cocolitoforídeos	11
Fig. 3. Imagem de satélite de um <i>bloom</i> de <i>Emiliana huxleyi</i>	13
Fig. 4. Representação conceitual dos impactos biogeoquímicos globais dos <i>blooms</i> de cocolitoforídeos	15
Fig. 5. Localização dos testemunhos analisados	30
Fig. 6. Direção dos ventos na superfície da Terra e posição da ZCIT em julho e janeiro	33
Fig. 7. Migração sazonal da ZCIT e dos centros de alta pressão	33
Fig. 8. Circulação termohalina	35
Fig. 9. Representação esquemática da circulação oceânica superficial do Atlântico Sul e localização aproximada dos testemunhos	36
Fig. 10. Componentes da variação orbital da Terra e seus intervalos de tempo para um único ciclo	40
Fig. 11. Três modos da circulação oceânica em diferentes momentos durante estágios glaciais no Oceano Atlântico	42
Fig. 12. Comparação de abundâncias de cocólitos em amostras duplicadas do testemunho OMEX 2K	50
Fig. 13. Descrição e foto do testemunho KF13	55
Fig. 14. Gráfico de calibração de idades para o testemunho KF13	56
Fig. 15. Curva da razão isotópica de oxigênio para o testemunho KF13	57
Fig. 16. Curva da razão isotópica de carbono para o testemunho KF13	57
Fig. 17. Modelo de idade para o testemunho KF13, a partir de correlação com a curva padrão LR04	58
Fig. 18. Taxas de sedimentação para o testemunho KF13	58
Fig. 19. Curva do conteúdo de carbonato do testemunho KF13	59
Fig. 20. Abundância absoluta total de cocolitoforídeos durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13	60
Fig. 21. Abundância absoluta de táxons de cocolitoforídeos frequentes durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13	62
Fig. 22. Abundância absoluta de cistos de dinoflagelados calcários durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13	67

Fig. 23. Abundância absoluta de espículas de ascídias durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13	67
Fig. 24. Abundância relativa dos táxons frequentes de cocolitoforídeos durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13	68
Fig. 25. Abundância relativa de cistos de dinoflagelados calcários durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13	74
Fig. 26. Abundância relativa (%) de espículas de ascídias durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13	74
Fig. 27. Paleoprodutividade medida pela Taxa N durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13	75
Fig. 28. Diversidade de cocolitoforídeos medida pelo índice de Shannon durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13	76
Fig. 29. Ordenação das unidades amostrais do testemunho KF13, descritas pela abundância absoluta de cocólitos, por meio de análise de coordenadas principais	77
Fig. 30. Ordenação das unidades amostrais do testemunho KF13, descritas pela % de cocólitos, por meio de análise de coordenadas principais	78
Fig. 31. Relação entre Taxa N e $\delta^{13}\text{C}$ no testemunho KF13	79
Fig. 32. Relação entre abundância absoluta total de cocólitos e o conteúdo de carbonato no testemunho KF13	79
Fig. 33. Curva magnetométrica para o testemunho KF14	83
Fig. 34. Descrição do testemunho KF14	84
Fig. 35. Fotos do testemunho KF14	86
Fig. 36. Gráfico de calibração de idades para o testemunho KF14	88
Fig. 37. Curva da razão isotópica de oxigênio para o testemunho KF14	89
Fig. 38. Curva da razão isotópica de carbono para o testemunho KF14	89
Fig. 39. Modelo de idade para o testemunho KF14, a partir de correlação com a curva padrão LR04	90
Fig. 40. Taxas de sedimentação para o testemunho KF14	90
Fig. 41. Curva do conteúdo de carbonato do testemunho KF14	91
Fig. 42. Abundância absoluta total de cocolitoforídeos entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14	92
Fig. 43. Abundância absoluta de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14	94

Fig. 44. Abundância absoluta de cistos de dinoflagelados calcários entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14	100
Fig. 45. Abundância absoluta de espículas de ascídias entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14	100
Fig. 46. Abundância relativa de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14	101
Fig. 47. Abundância relativa de cistos de dinoflagelados calcários entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14	107
Fig. 48. Abundância relativa de espículas de ascídias entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14	107
Fig. 49. Paleoprodutividade medida pela Taxa N entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14	108
Fig. 50. Diversidade de cocolitoforídeos medida pelo índice de Shannon entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14	110
Fig. 51. Ordenação das unidades amostrais do testemunho KF14, descritas pela abundância relativa de cocólitos, por meio de análise de coordenadas principais	111
Fig. 52. Relação entre Taxa N e $\delta^{13}\text{C}$ no testemunho KF14	111
Fig. 53. Relação entre abundância absoluta total de cocólitos e o conteúdo de carbonato no testemunho KF14	112
Fig. 54. Abundância de diatomáceas e cocolitoforídeos são correlacionadas negativamente ao longo de um transecto com variabilidade na concentração de nutrientes no Mar da Arábia	117
Fig. 55. Abundância absoluta de cocólitos no Atlântico Sudeste, em relação à linha de costa	118

LISTA DE TABELAS

Tab 1. Dados dos testemunhos KF13 e KF14	45
Tab. 2. Datações de radiocarbono e respectivas estimativas de idades calendário para o testemunho KF13	54
Tab. 3. Lista dos táxons identificados nas análises microscópicas do testemunho KF13	61
Tab. 4. Avaliação de grupos de unidades amostrais e análise de contrastes no testemunho KF13	82
Tab. 5. Datações de radiocarbono e respectivas estimativas de idades calendário para o testemunho KF14	87
Tab. 6. Lista dos táxons identificados nas análises microscópicas do testemunho KF14	93
Tab. 7. Avaliação de grupos de unidades amostrais e análise de contrastes no testemunho KF14	114

LISTA DE ABREVIATURAS

ACAS – Água Central do Atlântico Sul

AIA – Água Intermediária Antártica

APAN – Água Profunda do Atlântico Norte

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

AT – Água Tropical

CB – Corrente do Brasil

CID – Carbono Inorgânico Dissolvido

CNB – Corrente Norte do Brasil

CSE – Corrente Sul Equatorial

EIM – Estágio Isotópico Marinho

Evento D/O – Evento Dansgaard-Oeschger

Evento H1 – Evento Heinrich 1

PCoA – Análise de Coordenadas Principais

TN – Taxa N

TSM – Temperatura Superficial do Mar

UMG – Último Máximo Glacial

YD – *Younger Dryas*

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

RESUMO

A dinâmica paleoceanográfica no Oceano Atlântico Sudoeste ainda é pouco conhecida, com a maioria dos trabalhos descrevendo os últimos 25 mil anos. Neste estudo, foram utilizados como indicadores as assembleias fósseis de coccolitoforídeos (também chamados de nanofósseis calcários), isótopos estáveis de oxigênio e carbono (em testas do foraminífero planctônico *Globigerinoides ruber*), o conteúdo de carbonato nos sedimentos (fração < 0,63 μm) e datações radiocarbônicas. Foram analisados dois testemunhos, coletados no talude da Bacia de Campos, compreendendo os últimos 440 mil anos. Os resultados apontam que espécies do grupo “placolitoformes”, como *Gephyrocapsa* spp. e *Emiliana huxleyi*, e a espécie *Florisphaera profunda*, habitante da zona fótica inferior, dominaram a assembleia durante todo o intervalo estudado. Entre 440 - 410 mil anos a produtividade é alta, independente da alternância entre estágios glaciais/interglaciais (EIMs 12, 11, 10, 9, 8, 7 e 6). Boa parte deste intervalo de tempo está relacionada ao evento *Brunhes* médio, quando, no hemisfério sul, havia uma intensificação das circulações atmosférica e oceânica, aumentando a ressurgência costeira. Nos últimos 130 mil anos, existe alguma relação entre a produtividade e esta ciclicidade climática. De forma geral, pode-se dizer que os estágios interglaciais *stricto sensu* (EIMs 5e e 1) são menos produtivos que os demais (EIMs 5d-a, 4, 3 e 2). Durante estágios interglaciais, a Zona de Convergência Intertropical estaria deslocada para o norte, os ventos de nordeste associados à Alta Subtropical do Atlântico Sul teriam baixa intensidade e a Corrente do Brasil estaria enfraquecida, levando à manutenção da estratificação das águas. Já durante o estágio glacial, as condições inversas favoreceriam a ressurgência costeira. Ao longo dos últimos 130 mil anos, a produtividade máxima é atingida entre 14 - 6,5 mil anos (durante a deglaciação), podendo ser um reflexo dos acontecimentos do Último Máximo Glacial. Entre 440 - 140 mil anos, coccolitoforídeos parecem ter um pequeno papel no ciclo do carbono, transferindo carbonato das águas superficiais para o fundo marinho. Este papel aumenta nos 130 mil anos subsequentes. Durante todo o intervalo, espécies produtoras de pequenos cocólitos, como *Gephyrocapsa* spp. e *Emiliana huxleyi*, são as mais determinantes nesta transferência, por serem muito abundantes.

Palavras-chave: paleoceanografia, coccolitoforídeos, produtividade, Quaternário, Atlântico Sudoeste.

ABSTRACT

The paleoceanographic dynamic of the Southwest Atlantic is still poorly known, with most of the studies describing the last 25×10^3 years. In this work, fossil assemblages of coccolithophorids (also called calcareous nannofossils), oxygen and carbon stable isotopes (in shells of the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber*), the carbonate content in the sediments ($< 0,63 \mu\text{m}$ fraction) and radiocarbon dating were used as indicators. Two sediment cores, recovered at the slope of Campos Basin, were analyzed, comprising the last 440×10^3 years. The results show that placolith-bearing species, such as *Gephyrocapsa* spp. and *Emiliana huxleyi*, and the *Florisphaera profunda* species, which inhabits the lower photic zone, dominated the assemblage during the whole study interval. Between $440-410 \times 10^3$ years there is high productivity, independent of the alternation between glacial and interglacial stages (MISs 12, 11, 10, 9, 8, 7 and 6). Much of this time interval is related to the mid-Brunhes event, when an intensified atmospheric and oceanic circulation is reported in the southern hemisphere, leading to increased coastal upwelling. Over the past 130×10^3 years, there was some relationship between the productivity and this climate cyclicality. In a general way, it can be said that *stricto sensu* interglacial stages (MISs 5e and 1) are less productive than the others (MISs 5d-a, 4, 3 and 2). During interglacial stages, a northward shift in the Intertropical Convergence Zone position would take place, together with a weakening of the northeast winds associated to the Southern Atlantic Subtropical High and a weakening of the Brazil Current, leading to the maintenance of the water stratification. On the other hand, during the glacial stage, the inverse conditions would be favorable to coastal upwelling. Over the last 130×10^3 years, maximum productivity is achieved between $14-6,5 \times 10^3$ years (during deglaciation), which could be a reflection of the events of the Last Glacial Maximum. Between $440-140 \times 10^3$ years, coccolithophorids seem to have had a small role in the carbon cycle, transferring carbonate shallow waters to the seabed. This role seems to have increased in the following 130×10^3 years. During the whole interval, species that produce small coccoliths, such as *Gephyrocapsa* spp. and *Emiliana huxleyi*, are the most crucial in this transfer, because they are very abundant.

Keywords: paleoceanography, coccolithophorids, productivity, Quaternary, Southwest Atlantic.

1. INTRODUÇÃO

Cocolitoforídeos são algas protistas pertencentes ao filo Haptophyta (Billard & Inouye, 2004) que vivem na zona fótica dos oceanos, em ambientes oligotróficos e eutróficos, em diferentes salinidades e temperaturas, sendo bastante cosmopolitas. Dentre os fatores que afetam a distribuição das espécies estão latitude, correntes oceânicas, disponibilidade de nutrientes, salinidade, temperatura e disponibilidade de luz, apresentando maior diversidade em regiões quentes e oligotróficas (Winter *et al.*, 1994). Estas algas são caracterizadas por produzirem um exoesqueleto composto de diminutas placas calcárias, os cocólitos, que ao se sedimentarem no fundo oceânico podem ficar preservadas ao longo do tempo geológico. Assim, estudos de associações de cocolitoforídeos podem ser excelentes ferramentas em análises paleoceanográficas.

As interações entre oceano e atmosfera são responsáveis por grande parte das mudanças climáticas da Terra. A paleoceanografia busca reconstituir estas interações, a fim de elucidar padrões destas mudanças e, assim, auxiliar nas suas previsões. No mundo, as pesquisas paleoceanográficas estão concentradas no hemisfério norte; de fato, os padrões encontrados nesta região são muitas vezes tidos como a “tendência geral”, ou considerados “pontos-chave” nas mudanças climáticas. É importante levar em consideração que o papel dos oceanos no hemisfério sul pode estar subestimado pelo menor número de pontos investigados. O oceano Atlântico Sul, em particular, é a única bacia oceânica onde o transporte de calor ocorre em direção ao Equador, e é importante por ser o caminho pelo qual ocorre a principal troca interoceânica de massas d’água (ver Capítulo 4, Figura 8).

Uma reunião de resultados de diversos estudos (baseados principalmente em foraminíferos planctônicos, radiolários e diatomáceas) para o Pleistoceno Tardio nas águas superficiais no Oceano Atlântico Sul e no Oceano Antártico foi apresentada por Gersonde *et al.* (2003). Assim, sabe-se que durante o Último Máximo Glacial (UMG) houve um resfriamento no Oceano Antártico, nos regimes de ressurgência da África e no Atlântico Equatorial (o que gera uma diminuição do transporte de calor para o Atlântico Norte); já a região do giro subtropical permaneceu relativamente quente. Isto ocorreu porque, enquanto a “rota de águas quentes” do Oceano Índico para o Atlântico, na Corrente de Agulhas, não foi fortemente alterada durante o UMG, o transporte de calor do Oceano Pacífico para o Atlântico, via Passagem de Drake, era provavelmente mais fraco. Um clima quente na transição do Estágio Isotópico Marinho (EIM) 6

(intervalo glacial) para o 5 (intervalo interglacial), quando as temperaturas superficiais do Oceano Antártico atingiram valores máximos e a cobertura de gelo chegou ao mínimo, marca um período de aquecimento no Atlântico Sul (devido à redução da produção da Água Profunda do Atlântico Norte - APAN), tendência inversa à atual (ver Capítulo 5). Durante o sub-estágio 5.5, a formação da APAN retornou, fazendo com que o Atlântico Sul tropical ficasse apenas levemente mais quente que no presente, provavelmente como resultado de um aumento na exportação de calor para os pólos e na transferência de calor para o Atlântico Norte, típica de intervalos interglaciais. Esta é a seqüência básica de eventos envolvida na geração de um ciclo interglacial/glacial no Atlântico Sul. No entanto, no Oceano Atlântico Sul os pontos de investigação também não estão amplamente distribuídos, estando concentrados na costa da África.

Algumas informações paleoceanográficas em oceano aberto já foram obtidas para o Atlântico Sul com base em cocolitoforídeos, especialmente em sua porção leste. Sabe-se que, na região equatorial, a profundidade da nutriclina (e, portanto, a produtividade primária) está relacionada ao ciclo de precessão da Terra, que influencia a intensidade dos ventos (Molfin & McIntyre, 1990; Baumann *et al.*, 1999). A produtividade está relacionada também a baixas temperaturas das águas superficiais (Henriksson, 2000), possivelmente porque a intensificação da divergência do Atlântico ou da Corrente Equatorial Norte na costa da África está ligada a ventos alísios mais fortes em intervalos glaciais ou fases mais frias (Flores *et al.*, 2000). Segundo Kinkel *et al.* (2000), o ciclo sazonal da termoclina leva a um comportamento oposto em termos de produtividade entre as regiões ao sul e a noroeste do Equador. No sul da África (entre os oceanos Atlântico e Índico), a retroflexão da Corrente de Agulhas exerce maior influência durante os intervalos interglaciais (Flores *et al.*, 1999). Na costa da Namíbia, cocolitoforídeos têm um grande papel no ciclo do carbono, já que os cocólitos representam mais da metade do carbonato acumulado nos sedimentos abaixo da Corrente de Benguela (Baumann & Freitag, 2004).

Para a porção oeste do Atlântico Sul, há poucos trabalhos realizados, e em sua maioria descrevem apenas os últimos 25 mil anos. Toledo *et al.* (2007a), baseados em cocolitoforídeos e foraminíferos planctônicos, investigaram este intervalo de tempo na Bacia de Santos. A produtividade nessa região teria sido maior durante a deglaciação (entre 14-8 mil anos) do que durante o UMG e o Holoceno, o que estaria relacionado a uma flutuação para o norte da Zona de Convergência Intertropical. No entanto, utilizando a razão *Globigerina bulloides/Globigerinoides ruber* (foraminíferos

planctônicos), resultados inversos foram encontrados para o mesmo testemunho: maior produtividade registrada no UMG e no *Younger Dryas*, com decaimento durante a deglaciação (Toledo *et al.*, 2008).

Pivel (2009) e Pivel *et al.* (2010) observaram que as mudanças paleoceanográficas na Bacia de Santos, estudadas através de foraminíferos planctônicos, podem ser parcialmente explicadas por variações na exportação de calor e sal para o hemisfério norte relacionadas ao enfraquecimento do transporte da circulação termohalina (eventos *Heinrich 1* e *Younger Dryas*) e à configuração das correntes superficiais associadas à circulação atmosférica. Outra parte significativa da variabilidade parece estar relacionada à variação na insolação de acordo com o ciclo de precessão: durante o UMG e o fim do Holoceno, com maior insolação, a precipitação também aumentou, causando uma diminuição da salinidade. Em águas profundas, o efeito do enfraquecimento da circulação termohalina também teve consequências durante o UMG: o espaço atualmente ocupado pela APAN teria sido preenchido por águas profundas de origem antártica (Costa, 2000).

Nas águas profundas da Bacia de Santos, há um decréscimo das temperaturas relacionadas ao UMG, e um aumento subsequente, durante o Holoceno. A fauna de ostracodes responde a estes eventos, apresentando uma diminuição da diversidade durante o UMG provavelmente devida a migrações verticais (Bergue *et al.*, 2006). No entanto, tendência oposta é observada na Bacia de Campos, com aumento da diversidade da ostracofauna durante o UMG (Nicolaidis, 2008); isto pode estar relacionado a diferenças na produtividade primária, que interfere sobre as comunidades bentônicas.

A porção nordeste da margem continental brasileira (Bacias Camamu e Pernambuco/Paraíba) foi investigada através de cocolitoforídeos (Quadros, 2007) e foraminíferos planctônicos (Camillo Jr., 2007). Concluiu-se que as principais características oceanográficas não sofreram variações significativas nos últimos 25 mil anos, embora condições ambientais instáveis tenham sido registradas a partir da transição do UMG para o Holoceno. A variação da profundidade da termoclina/nutriclina teria respondido às mudanças de intensidade dos ventos alísios. Também para esta região observou-se que durante o UMG e os eventos *Heinrich 1* e *Younger Dryas*, houve pouca variação de temperatura, funcionando como um reservatório de calor e sal, como consequência do enfraquecimento do transporte da circulação termohalina através do Equador.

Investigando sedimentos um pouco mais antigos (de até 440 mil anos), Iwai (2010) concluiu, com base em foraminíferos planctônicos, que o último e o penúltimo períodos interglaciais foram mais quentes que o Holoceno na região da Bacia de Campos; além disso, há indicativos de que os intervalos entre 330-270 e 165-108 mil anos foram os mais produtivos neste interglacial e de que a espessura da camada de mistura teria sido maior entre 114-94 mil anos e 13-10 mil anos, associada à maior intensidade de ventos. No mesmo local, o conteúdo de carbonato apresentou comportamento similar à curva de isótopos de oxigênio (Fernandes, 2010). Os testemunhos utilizados nestes trabalhos são os mesmos explorados neste estudo.

Fica evidente a existência de lacunas e até mesmo de contradições no entendimento da dinâmica paleoceanográfica na porção oeste do Atlântico Sul como um todo. Espera-se, com esta tese, complementar resultados já obtidos para a região e explorar eventos mais antigos do que os usualmente estudados.

2. OBJETIVOS

O estudo das assembleias de cocolitoforídeos preservadas nos dois testemunhos escolhidos para o trabalho, aliado a análises isotópicas, possibilitará a caracterização dos últimos 440 mil anos no Atlântico Sudoeste, incluindo o penúltimo estágio interglacial, o último estágio interglacial, o Último Máximo Glacial e o Holoceno. Pretende-se:

- definir os principais parâmetros paleoceanográficos que influenciam as mudanças nas assembleias de cocolitoforídeos ao longo do tempo;
- observar o padrão geral das características oceanográficas em relação à alternância de intervalos glaciais e interglaciais através da resposta da assembleia e das espécies individualizadas de cocolitoforídeos e de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$;
- verificar as variações de profundidade da termoclina/nutriclina em resposta às mudanças oceanográficas e climáticas, com base na abundância absoluta de cocolitoforídeos e na abundância relativa de *Florisphaera profunda*;
- analisar qualitativamente as variações da temperatura das águas superficiais com base nos morfotipos de *Gephyrocapsa* e compará-las com os estágios glaciais/interglaciais;
- avaliar o papel de cocolitoforídeos como fornecedores de carbonato para os sedimentos oceânicos.

3. COCOLITOFORÍDEOS E ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO E CARBONO - APLICAÇÕES EM PESQUISAS PALEOCEANOGRÁFICAS

3.1. Caracterização biológica de cocolitoforídeos

As algas cocolitoforídeas pertencem ao filo Haptophyta, composto por aproximadamente 300 espécies. A principal característica do filo é a presença do haptonema, uma organela multifuncional semelhante a um flagelo, que adere ao substrato e pode servir na captura de alimentos. Em cocolitoforídeos o haptonema parece ser menos funcional, podendo servir como detector de obstáculos. Em muitas espécies ele é apenas vestigial (ex: *Gephyrocapsa* spp., *Emiliana huxleyi*). O filo é subdividido em duas classes, Prymnesiophyceae e Pavlovophyceae. Cocolitoforídeos fazem parte da primeira, englobando várias ordens (Billard & Inouye, 2004).

A característica determinante de algas cocolitoforídeas é a calcificação da cobertura celular. Como em outras Prymnesiophyceae, a parede celular consiste de várias camadas de placas orgânicas, mas neste grupo, as distais são calcificadas, formando os cocólitos, compostos de calcita (Billard & Inouye, 2004) (Figura 1). O conjunto de cocólitos ao redor de uma célula compõe a cocsfera.

Cocólitos são divididos em heterococólitos (cristais de diferentes tamanhos e formas) e holococólitos (cristais iguais, menores e mais frágeis, produzidos extracelularmente (Siesser & Winter, 1994)). Há também os nanólitos (estruturas calcárias anômalas) e os cocólitos aragoníticos. A cocsfera pode ser composta por uma camada única de cocólitos (*Coccolithus* spp.), por uma dupla-camada (ex. *Syracosphaera* spp.) ou por multi-camadas (ex: *Emiliana huxleyi*) (Billard & Inouye, 2004).

A função da calcificação para formação de cocólitos é uma questão que permanece em aberto. Especula-se que estes poderiam ter um papel relacionado à proteção da célula. A teoria da proteção contra predadores já foi refutada, pois não é efetiva. No entanto, a cocsfera pode proteger a membrana plasmática contra injúrias físicas ou infecções por bactérias ou vírus, ou ainda, ter um papel na tamponagem ambiental e coleta de nutrientes. O microambiente criado entre a cocsfera e a membrana pode dar um maior controle sobre o ambiente imediatamente externo, como, por exemplo, permitir uma maior tolerância à salinidade. Este espaço também pode conter macromoléculas que auxiliariam na absorção de nutrientes (Young, 1994).

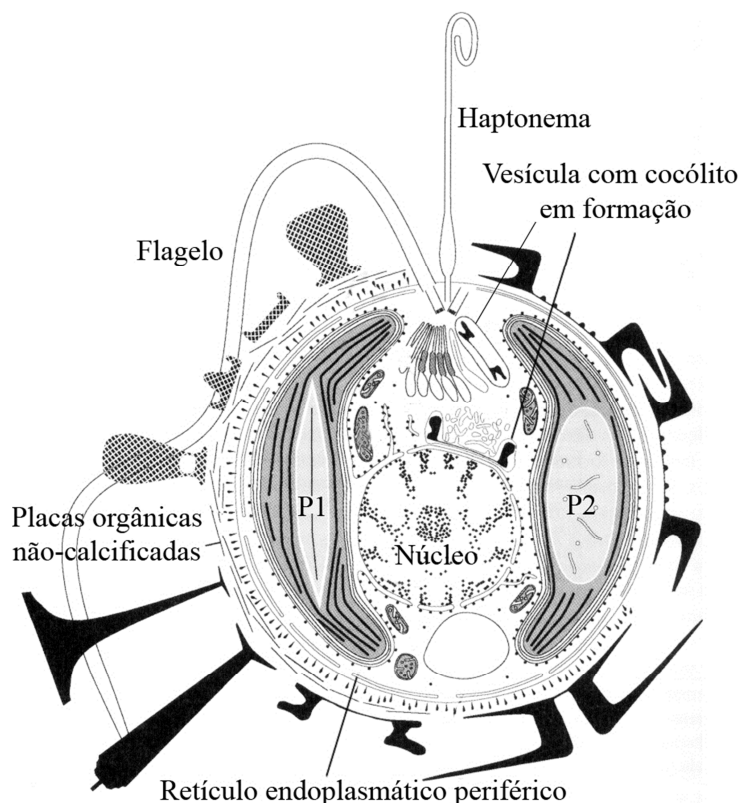


Figura 1. Representação de estruturas celulares de cocolitoforídeos. Padrões morfológicos vistos em várias espécies estão combinados na figura. Vários tipos de cocólitos estão representados como silhuetas. Heterococólitos estão representados em negro e holococólitos em padrão pontilhado. Dois tipos de vesículas com cocólitos em formação encontradas em *Pleurochrysis* (acima) e *Emiliana* (abaixo) estão ilustradas. P1 corresponde ao pirenóide (atua como reserva de produtos da fotossíntese) típico de muitas espécies e P2 ao pirenóide de *Emiliana* e *Gephyrocapsa* (modificado de Billard & Inouye, 2004).

Uma teoria bastante interessante é a de que a calcificação pode ser conveniente bioquimicamente, por reduzir o custo energético da fotossíntese (Young, 1994; Rost & Riebesell, 2004). A maioria das algas desenvolveu mecanismos para aumentar a concentração de CO_2 no local da carboxilação dentro da célula, já que este é pouco concentrado na água do mar. Por causa destes mecanismos, a maioria delas tem alta afinidade com carbono inorgânico e chegam à saturação fotossintética de carbono abaixo dos níveis de CO_2 de seu ambiente. Ao contrário destas microalgas, *Emiliana huxleyi* (a espécie de cocolitoforídeo mais bem estudada em laboratório) tem características opostas; a eficiência de seus mecanismos parece baixa. Especula-se que *E. huxleyi* use o CO_2 liberado pela calcificação para o processo fotossintético. No entanto, experimentos sugerem que a calcificação não parece ser pré-requisito para uma fotossíntese eficiente nem é particularmente eficiente na mitigação da limitação de CO_2

(Rost & Riebesell, 2004). As multicamadas de cocólitos de *E. huxleyi* poderiam ser o resultado desta conveniência bioquímica; de qualquer forma, esta não deve ter sido a função original da calcificação (Young, 1994).

A calcificação pode ser ainda interpretada como uma estratégia adaptativa, por ser um processo dependente de luz. Quando as células estão na base da zona fótica, a calcificação é interrompida pela falta de luminosidade. A perda natural de cocólitos sem reposição faz com que a célula torne-se menos densa, possibilitando sua subida na coluna d'água, evitando a morte do indivíduo pela saída da zona fótica em direção a águas mais profundas (Rost & Riebesell, 2004). Ter muitos cocólitos pode ser uma estratégia para espécies não móveis, já que estes aumentam a densidade celular, fazendo com que o indivíduo afunde na coluna d'água, o que pode propiciar uma maior coleta de nutrientes em águas mais profundas. Esta característica seria adaptativa somente em ambientes turbulentos, onde a mistura da camada superficial causada pelos ventos/ondas evitaria que o indivíduo saísse da zona fótica (Young, 1994).

Outra hipótese é a de que os cocólitos funcionassem como reguladores de luz. Existem duas propostas antagônicas: a primeira diz que eles refletiriam a luz ultravioleta, o que possibilitaria que o cocolitoforídeo vivesse mais acima na coluna d'água do que o resto do fitoplâncton. A segunda propõe que os cocólitos refratariam luz para dentro da célula, o que permitiria que vivessem mais ao fundo do que as demais espécies (ex: *Florisphaera profunda*) (Young, 1994).

Cocolitoforídeos se reproduzem assexuadamente por fissão binária, e também sexuadamente, com alternância de gerações haplóides e diplóides. As altas taxas de crescimento populacional devem-se à reprodução assexuada. Elas são menores do que as taxas de diatomáceas e maiores do que as de cianobactérias e dinoflagelados. Dentro do grupo dos cocolitoforídeos, as espécies típicas de ambientes costeiros e eutróficos têm maior taxa de reprodução do que as de águas oligotróficas e tropicais (Brand, 1994). Eles possuem cinco tipos básicos de ciclos de vida (Billard & Inouye, 2004):

- Ciclo de vida de *Emiliana* – *Gephyrocapsa*

Diplóide (2N)	Haplóide (N)
Heterococólitos	Não calcificantes
Não-móveis	Móveis

- Ciclo de vida heterococolitoforídeo ↔ holococolitoforídeo

Diplóide (2N)	Haplóide (N)
----------------------	---------------------

Heterococólitos	Holococólitos
-----------------	---------------

Podem ser móveis	Podem ser móveis
------------------	------------------

Ex: Coccolithaceae, Calcidiscaceae, Helicosphaeraceae, Papposphaeraceae, Rhabdosphaeraceae, Syracosphaeraceae.

- Ciclo de vida heterococolitoforídeo ↔ cocólitos aragoníticos

Diplóide (2N)	Haplóide (N)
----------------------	---------------------

Heterococólitos	Cocólitos aragoníticos
-----------------	------------------------

Alguns móveis	Móveis
---------------	--------

Ex: *Alisphaera* e *Canistrolithus* (heterococólitos), e *Polycrater* (cocólito aragonítico).

- Ciclo de vida heterococolitoforídeo ↔ nanólitos

Diplóide (2N)	Haplóide (N)
----------------------	---------------------

Heterococólitos	Nanólitos
-----------------	-----------

Ex: *Neosphaera coccolithomorpha* (heterococólito) e *Ceratolithus cristatus* (nanólito).

- Ciclo de vida heterococolitoforídeo ↔ não-calcificante

Diplóide (2N)	Haplóide (N)
----------------------	---------------------

Heterococólitos	Não-calcificante
-----------------	------------------

Planctônico	Bentônico/Simbionte
-------------	---------------------

Ex: Pleurochrysidaceae e Hymenomonadaceae.

O número de espécies viventes reconhecidas (aproximadamente 200) está constantemente sendo atualizado, já que holococólitos e outras estruturas produzidas na fase haplóide não são autônomas como se pensava, mas estágios do ciclo de vida de espécies cobertas de heterococólitos (Billard & Inouye, 2004).

3.2. Aspectos ecológicos de cocolitoforídeos

Atualmente, a maior diversidade de espécies de cocolitoforídeos ocorre nos giros subtropicais, caracterizados por águas oligotróficas. Em seguida, vêm os ambientes

temperados, onde cocolitoforídeos tornam-se abundantes somente no verão, quando as águas se estratificam. Já em áreas subpolares ou costeiras ocorrem poucas espécies (que podem tornar-se abundantes), que correspondem a uma pequena fração da comunidade fitoplanctônica. *Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa oceanica* costumam ser muito abundantes em águas ricas em nutrientes (como em áreas de ressurgência, por exemplo). Nos giros centrais (águas bastante estratificadas), as duas espécies estão presentes em baixas porcentagens, e a comunidade é dominada por outros cocolitoforídeos. A maioria destas espécies permanece em baixa abundância mesmo com maior aporte de nutrientes (Brand, 1994).

As espécies também se distribuem de acordo com uma estratificação vertical da coluna d' água, em função da disponibilidade de luz (Winter *et al.*, 1994):

- Zona Fótica Superior (0-80m)

Holococolitoforídeos, *Rhabdosphaera clavigera*, *Discosphaera tubifera*, *Neosphaera coccolithomorpha*, *Umbellosphaera* spp., *Acanthoica quattrosolina*, *Ceratolithus cristatus*.

- Zona Fótica Média (80-120m)

Transição. *Umbellosphaera tenuis*, *Syracosphaera* spp., *Gephyrocapsa* spp., *Emiliana huxleyi*, *Calcidiscus leptoporus*, etc.

- Zona Fótica Inferior (120-220m)

Florisphaera profunda, *Thorosphaera flabellata*, *Hayaster perplexus*, *Algirosphaera quadricornu*, *Turrilithus latericioides*, *Syracosphaera anthos*.

Diversos fatores podem intervir na dinâmica das populações de algas cocolitoforídeas, tais como: intensidade de luz, fotoperíodo, disponibilidade de nutrientes, metais tóxicos, temperatura e salinidade (Brand, 1994).

Existe uma certa relação entre a morfologia dos cocólitos e a distribuição ecológica das espécies. Foram observados quatro tipos morfoecológicos, com base em dados obtidos principalmente no Pacífico Norte (Figura 2) (Young, 1994):

- Placolitoformes

Espécies produtoras de cocólitos que se assemelham a placas, tais como *Emiliana huxleyi*, *Gephyrocapsa* spp., *Calcidiscus leptoporus*, etc. são típicos de ambientes eutróficos como áreas de ressurgência ou áreas costeiras e de mar raso; são formadoras de *blooms* (explosões demográficas). Caracterizam águas equatoriais (10°N-10°S) ou de latitudes mais altas (40-50°N).

- Umbeliformes

Espécies produtoras de cocólitos frágeis, lembrando guardas-chuva, tais como *Umbellosphaera* spp. e *Discosphaera tubifera*. São característicos de águas oligotróficas, como giros oceânicos, especialmente em latitudes subtropicais (10-30°N). São ausentes em altas latitudes por não tolerar baixas temperaturas ou águas turbulentas. São marcadamente menos comuns em sedimentos do que no plâncton atual.

- Floriformes

Espécies produtoras de pequenos e numerosos cocólitos retangulares, como *Florisphaera profunda*. São praticamente exclusivos da zona fótica inferior, especialmente em latitudes baixas-médias (0-40°N). Não dominam em latitudes altas, abaixo de camadas de mistura profundas ou abaixo de áreas de intensa produtividade na superfície. A abundância da espécie *F. profunda* está muito mais relacionada à profundidade da termoclina/nutriclina, tornando-a um indicador desta.

- Grupo “diversos”

Grupo composto pelas demais espécies, tende a ser mais abundante em ambientes intermediários entre condições oligotróficas e eutróficas. Aproximadamente 80% das espécies pertence a este grupo, mas costumam corresponder a apenas 20% dos indivíduos nas populações. Ex: Syracosphaeraceae, Helicosphaeraceae, Rhabdosphaeraceae e Pontosphaeraceae.

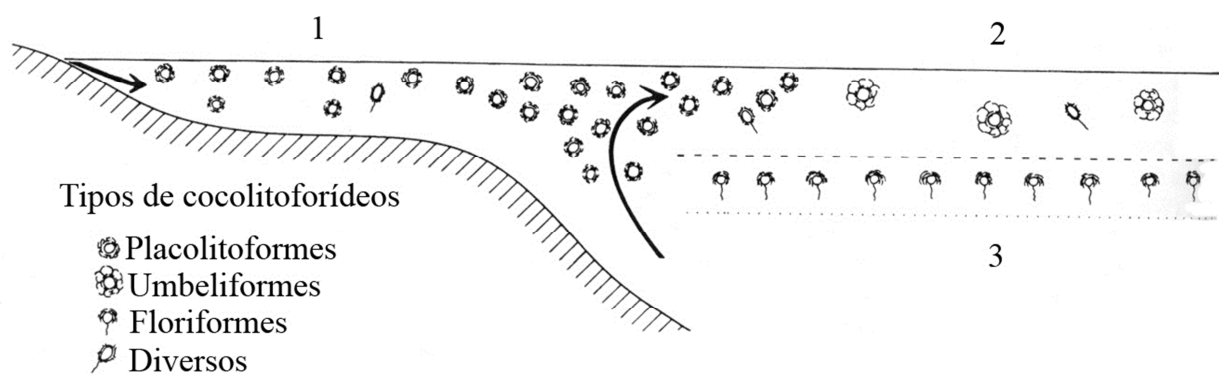


Figura 2. Distribuição ecológica de tipos de cocólitoforídeos. 1 - Assembléias dominadas por placolitiformes em ambientes costeiros e de ressurgência; 2 - Assembléias dominadas por umbeliformes em ambientes oligotróficos; 3 - Assembléias dominadas por floriformes em águas profundas estratificadas. Espécies do grupo diversos raramente dominam as assembléias, mas são comuns em ambientes intermediários. Setas indicam o fluxo de nutrientes (modificado de Young, 1994).

Em umbeliformes e espécies do grupo “diversos” a função da calcificação pode ser a potencialização na absorção de nutrientes, já que estes habitam águas relativamente oligotróficas e comumente possuem camada dupla de cocólitos. Já para floriformes, a questão da concentração de luz parece ser adaptativa (Young, 1994).

Placolitiformes são reconhecidamente *r* estrategistas (altas taxas reprodutivas, oportunistas) e caracterizam os ambientes eutróficos (estágio sucessional inicial), com grande abundância de indivíduos e baixa diversidade de espécies. Umbeliformes são reconhecidamente *k* estrategistas (taxas reprodutivas menores, especialistas) e caracterizam os ambientes oligotróficos (estágio sucessional tardio), com baixa abundância de indivíduos e baixa diversidade de espécies. Conforme o esperado, ambientes intermediários são caracterizados pela alta diversidade. Cocolitoforídeos não são importantes nos estágios eutróficos mais iniciais, que são dominados por diatomáceas (Young, 1994).

3.3. Ocorrências de *blooms*

Blooms são explosões demográficas de algumas espécies de cocolitoforídeos, particularmente *E. huxleyi*. Aqui, o termo “*bloom*” é utilizado para concentrações de pelo menos um milhão de células por litro. Estes eventos ocorrem em águas relativamente eutróficas (após *blooms* de diatomáceas na primavera, em latitudes temperadas) a oligotróficas. A concentração de células na água varia entre *blooms* e de acordo com o seu estágio. Muitas vezes, manchas esbranquiçadas e brilhantes vistas na água em imagens de satélite (Figura 3) correspondem a numerosos cocólitos deixados por uma população em sua maioria já morta. A espécie *Emiliana huxleyi* produz cocólitos em excesso, e o brilho das águas se deve tanto às cocosferas quanto aos cocólitos destacados (Tyrrel & Merico, 2004).

Blooms têm impactos ambientais regionais, em função do aumento do albedo da água, da produção do gás dimetil sulfeto (DMS) que aumenta a cobertura de nuvens, dos altos fluxos de carbonato de cálcio a partir das camadas superficiais do oceano para o fundo, das mudanças no seqüestro oceânico de CO₂ e da redução da luz disponível para o restante do fitoplâncton abaixo da superfície (Tyrrel & Merico, 2004; Brand, 1994).

Dentre os fatores que se supõe poder propiciar a formação de *blooms* está a alta luminosidade. Estes eventos ocorrem freqüentemente em águas bastante estratificadas onde a profundidade da camada de mistura fica ao redor de 10-20 m, e sempre ≤ 30 m,

gerando alta luminosidade da zona fótica. Estas condições podem limitar o crescimento de outras espécies fitoplanctônicas. *Emiliana huxleyi*, com seus inúmeros cocólitos, conseguiria se proteger contra danos fotoluminosos, supondo que a calcificação funcione como um “escudo” ou como uma rota metabólica para neutralizar o ambiente redutor produzido pela transferência de elétrons na fotossíntese (Tyrrel & Merico, 2004; Brownlee & Taylor, 2004).



Figura 3. Imagem de satélite de um *bloom* de *Emiliana huxleyi*. Costa da Grã-Bretanha, Cornuália, 1999 (obtido em <http://www.noc.soton.ac.uk/soes/staff/tt/eh/satbloompics.html>).

A concentração de silicato dissolvido na água também parece importante. Quando há pouco silicato, as diatomáceas são impedidas de aumentar sua população, o que pode favorecer *Emiliana huxleyi* mesmo em ambientes eutróficos, que seriam naturalmente dominados por aquelas. Outros fatores especulados como moduladores de *blooms* são a limitação de crescimento por nutrientes (fosfato é mais limitante que nitrato), quantidades baixas de CO₂ dissolvido na água (beneficiando cocolitoforídeos que conseguiriam obtê-lo através da calcificação), alta saturação de carbonato na água e os tipos de predadores (Tyrrel & Merico, 2004).

3.4. Papel dos cocolitoforídeos no ciclo do Carbono

Quantitativamente, cocolitoforídeos estão entre os mais importantes organismos pelágicos com paredes calcificadas. Eles são significativos componentes dos ciclos biogeoquímicos da Terra devido a sua grande abundância, rápidas taxas de crescimento populacional e sua capacidade de realizar fotossíntese e calcificação. Cocólitos são os principais contribuintes para depósitos de carbonato nos giros oligotróficos do Atlântico Sul. Já nos sedimentos acumulados em margens continentais eles são de menor importância (Baumann *et al.*, 2004).

Após a morte do indivíduo, seus cocólitos se dispersam e afundam na coluna d'água em direção aos sedimentos marinhos. Os cocólitos são muito leves e possuem uma superfície de contato relativamente ampla, o que torna sua descida na coluna d'água muito lenta (dezenas de anos), levando a um grande transporte e à dissolução. No entanto, a maioria dos cocólitos desce rapidamente na coluna d'água dentro de pelotas fecais ou em neve marinha, o que reduz o transporte e permite que eles fiquem muito bem preservados, possibilitando estudos paleoceanográficos. As pelotas fecais podem carregar até 100000 cocólitos, enquanto que a neve marinha (termo genérico que inclui aglomerados macroscópicos de material orgânico ou inorgânico, incluindo-se bactérias vivas ou mortas, fitoplâncton, zooplâncton, pelotas fecais e detritos, minerais derivados de ventos/rios, células de algas, grânulos pigmentados, nutrientes agregados por muco orgânico, etc.) pode conter 2000 pelotas fecais (Steinmetz, 1994).

Cocolitoforídeos contribuem para três fatores em que organismos pelágicos influenciam o sistema climático global (Figura 4) (Girardeau & Beaufort, 2007):

- bombeamento de carbono orgânico (criação, exportação e remineralização de carbono orgânico);
- bombeamento de carbonato (criação, queda na coluna d'água e dissolução parcial de carbono inorgânico particulado – CaCO_3);
- efeito albedo de larga escala (criação de nuvens altamente refletoras seguindo emissão de gás dimetil sulfeto – DMS).

O fluxo de calcita de cocólitos para os sedimentos é reconhecido como um importante fator na determinação da troca de CO_2 entre os oceanos e os sedimentos. Sugere-se que a produção de carbonato pelos cocolitoforídeos tem um grande efeito no aumento da velocidade de queda na coluna d'água de partículas produzidas na zona fótica. Como a produção de carbonato é acoplada à fotossíntese e à produção de

carbono orgânico, uma porção substancial do último é associada ao fluxo de carbonato (Baumann *et al.*, 2004).

Estimativas do fluxo de carbonato de cálcio a partir de cocólitos produzidos nas camadas superficiais para os sedimentos são mais precisas quando se utiliza uma medida do volume do cocólito específica para cada espécie. Assim também é possível determinar a contribuição particular de cada uma delas. A partir de um banco de imagens digitalizadas, Young & Ziveri (2000) propuseram equações para o cálculo da massa de cocólitos de diferentes espécies.

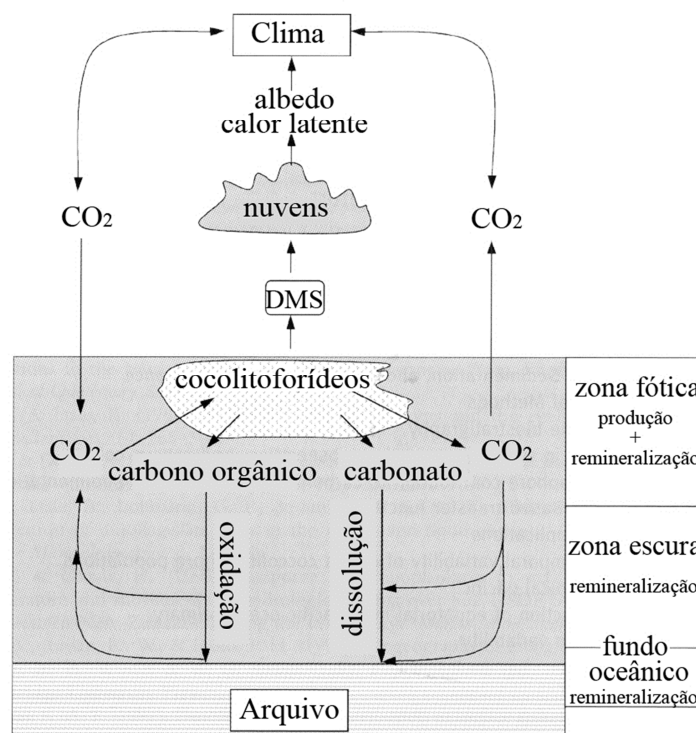


Figura 4. Representação conceitual dos impactos biogeoquímicos globais dos *blooms* de cocolitoforídeos (modificado de Girardeau & Beaufort, 2007).

3.5. Cocolitoforídeos como *proxies* em paleoceanografia do Quaternário

Proxies são descritores mensuráveis que se relacionam com variáveis ambientais passadas (não observáveis) que se deseja quantificar, como temperatura, salinidade, conteúdo de nutrientes, conteúdo de oxigênio, concentração de CO₂, velocidade do vento e produtividade. Estes são considerados os parâmetros-alvo, e sua existência é o pressuposto do conceito de *proxy*. Conseqüentemente, cada *proxy* é associado com regras que descrevem como transformar um descritor em seu parâmetro-alvo.

Geralmente, isto significa que um algoritmo transformador tem que ser estabelecido por calibração, frequentemente por meio de regressões lineares. A qualidade de um *proxy* é dada pela confiança com que a equação prediz o alvo (Wefer *et al.*, 1999).

Existem diversos tipos de *proxies*: assembléias fósseis (ex: coccolitoforídeos), isótopos estáveis (ex: $\delta^{18}\text{O}$), elementos-traço (ex: razão Mg/Ca), biomarcadores (ex: alquenonas), etc.

➤ 3.5.1. Padrões de distribuição de coccolitoforídeos – análise de sedimentos superficiais

O conhecimento sobre a distribuição das espécies de coccolitoforídeos nos sedimentos superficiais é um pré-requisito para estudos paleoecológicos e paleoceanográficos durante o Quaternário. Através deles é possível identificar quais aspectos oceanográficos a população de determinada espécie reflete, bem como quais são os efeitos diferenciais da dissolução em cada uma. Assim, sabe-se que *Emiliana huxleyi* é uma espécie cosmopolita, que suporta grandes variações de temperatura e salinidade; *Coccolithus pelagicus* habita preferencialmente águas frias e com altas concentrações de nutrientes; *Gephyrocapsa* spp. também preferem águas ricas em nutrientes; e *Florisphaera profunda* é muito mais abundante em oceano aberto do que na plataforma continental, e sua porcentagem é útil para monitorar a termoclina (Roth, 1994a).

Vários exemplos de como os sedimentos superficiais são investigados podem ser citados. Okada (1992) descreveu a composição de espécies de coccolitoforídeos em amostras distribuídas na costa central do Japão. Em baías rasas e eutróficas a nanoflora é quase monopolizada por *Gephyrocapsa oceanica*. Fora das baías, no Mar de Kumano, foram identificados 23 táxons, com predominância de *Florisphaera profunda*, *Emiliana huxleyi* e *G. oceanica*. Os dois primeiros aumentam sua abundância proporcionalmente ao aumento da profundidade da coluna d'água, enquanto o último exhibe o comportamento contrário. Estas três espécies foram plotadas em um diagrama triangular de coordenadas, e elas representam diferentes ambientes: baías e mares marginais, oceano aberto nerítico e oceano batipelágico. O autor concluiu que o ambiente nerítico pode ser separado do batipelágico por um nível de aproximadamente 20% de abundância de *F. profunda*. Esta abordagem foi adaptada e utilizada também como auxiliar em interpretações de dados obtidos em testemunhos no Atlântico Sudoeste (Toledo, 2000).

Cheng & Wang (1997) também se detiveram na separação dos ambientes de mares marginais, neríticos e oceânicos através das assembléias de coccolitoforídeos. O estudo foi realizado com amostras de sedimento superficial na costa da China. No entanto, foram encontradas discrepâncias em relação às afinidades propostas por Okada (1992). Segundo os autores, há um limite biológico claro entre as assembléias de ambiente nerítico (dominadas por *Gephyrocapsa oceanica*) e oceânico (mais diversas e com dominância de *Emiliana huxleyi*), mas não entre ambiente oceânico e de mar marginal. Isto ocorreria porque *G. oceanica* domina amplamente a assembléia apenas nas porções rasas dos mares marginais, e não necessariamente em suas porções profundas. Assim, este padrão seria comum à parte nerítica dos mares marginais, não aos mares marginais como um todo.

Boeckel & Baumann (2004) estudaram amostras de sedimento superficial na porção sudeste do Atlântico Sul. Através de análises multivariadas utilizando a abundância relativa dos táxons mais comuns foram encontradas quatro assembléias, caracterizando diferentes ambientes: a porção média a sul de Benguela (região de ressurgência) é dominada por *Emiliana huxleyi*; a Walvis Ridge (águas quentes e mais oligotróficas) apresenta maior abundância de *Umbilicosphaera sibogae* e espécies subordinadas; a porção norte de Benguela (borda da área de ressurgência) contém *Coccolithus pelagicus*, *Gephyrocapsa oceanica* e *G. muelleriae* como elementos típicos; e em águas mais profundas são característicos *Calcidiscus leptoporus* e *G. ericsonii* (condições de nutrientes intermediárias a baixas). A distribuição das espécies parece controlada pela temperatura e pela disponibilidade de nutrientes, covariando com a extensão da área de ressurgência de Benguela.

Estudando amostras de sedimentos superficiais dos oceanos Atlântico Sul e Circumpolar Antártico (setor Atlântico), Boeckel *et al.* (2006) observaram que *Emiliana huxleyi* é a espécie dominante nessa região. No entanto, os táxons habitantes da zona fótica inferior, *Florisphaera profunda* e *Gladiolithus flabellatus*, freqüentemente dominam as assembléias entre 20°N e 30°S. Excluindo-se *E. huxleyi*, que é cosmopolita, *Calcidiscus leptoporus* e *F. profunda* são as espécies mais abundantes, cada uma dominando em regimes oceanográficos distintos. Enquanto *F. profunda* é muito abundante em sedimentos sob águas superficiais quentes e estratificadas com nutriclina profunda, *C. leptoporus* é encontrado em ambientes de alta produtividade. Uma análise de correspondência canônica (CCA) revelou afinidades de *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera* spp. e *Coccolithus pelagicus* com condições de

disponibilidade de nutrientes intermediárias a altas, em águas superficiais bem-misturadas. Em contraste, *G. flabellatus* está associado a altas temperaturas e salinidades, sob condições de poucos nutrientes disponíveis.

Fernando *et al.* (2007) investigaram sedimentos superficiais do sul do Mar da China. *Emiliana huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica* (nas porções rasas ou próximas à costa) e *Florisphaera profunda* (em águas profundas) foram os táxons mais abundantes em todas as amostras. Nas áreas de ressurgência há dominância de *G. oceanica* e *E. huxleyi*. As áreas oceânicas (plataforma externa e talude) são caracterizadas pela ocorrência das três espécies. As águas profundas (incluindo regiões abaixo da lisoclina e da zona de compensação da calcita) são dominadas por *F. profunda*; os autores propõem que esta espécie é resistente à dissolução.

Assim, fica evidente que explorar o conteúdo de cocólitos em amostras superficiais resulta em um conhecimento detalhado das afinidades das espécies com parâmetros ambientais de um dado local. Isso possibilita que as reconstituições paleoceanográficas sejam muito mais refinadas.

➤ 3.5.2. Variações morfológicas de espécies ao longo de gradientes ambientais

A morfologia dos cocólitos é o critério mais comum utilizado para distinguir as espécies. No caso de estudos paleoambientais, é o único. No entanto, mudanças na morfologia ao longo do tempo nem sempre são indicativos de especiação. A morfologia de organismos ou de suas partes também pode se modificar em resposta direta às condições ambientais do meio, isto é, existem variações fenotípicas de uma única espécie ao longo de gradientes ambientais. Conhecer estes morfotipos é importante, pois são indicadores de condições ambientais específicas. Dentre os cocolitoforídeos, são bem conhecidos os casos de *Gephyrocapsa* spp., *Calcidiscus leptoporus* e *Coccolithus pelagicus*.

- *Gephyrocapsa* spp.

Como o gênero *Gephyrocapsa* costuma ser bastante abundante em sedimentos quaternários, tendo grande importância estratigráfica, vários estudos já foram realizados sobre as mudanças morfológicas ocorridas em seus cocólitos ao longo do tempo. Rio (1982), baseando-se principalmente no tamanho dos cocólitos, dividiu o gênero em morfotipos que se sucedem ao longo do tempo. Foi observado que formas pequenas são comuns no Plioceno Inferior e que há uma tendência de aumento do tamanho dos

cocólitos a partir do Pleistoceno. *Gephyrocapsa oceanica* sp. 1 e *G. oceanica* sp. 2 são restritas ao Pleistoceno Inferior. *G. oceanica* sp. 3 passa a ocorrer no Pleistoceno Médio.

Matsuoka e Okada (1990) realizaram um estudo semelhante. As formas pequenas foram divididas em *G. protohuxleyi* e demais *Gephyrocapsa* pequenas. As formas grandes foram divididas de acordo com o tamanho do cocólito e com o ângulo da barra diagonal em *Gephyrocapsa* sp. A, sp. B, sp. C e sp. D. As três últimas tornam-se progressivamente maiores ao longo do tempo. Três ciclos de desenvolvimento morfológico foram distinguidos: *Gephyrocapsa* A e B - 1,6-1,1 Ma; *Gephyrocapsa* C - 0,9-0,5 Ma; e *Gephyrocapsa* D - 0,5 Ma até o presente. *Gephyrocapsa* sp. B corresponde a *Gephyrocapsa oceanica* sp. 1 e sp. 2, e *Gephyrocapsa* sp. C corresponde a *Gephyrocapsa oceanica* sp. 3, de Rio (1982). No entanto, por terem um viés bioestratigráfico e/ou evolutivo, estes estudos têm pouca aplicabilidade em pesquisas paleoceanográficas, uma vez que não buscam relacionar os morfotipos com características ambientais.

Bollmann (1997) analisou amostras holocênicas globalmente distribuídas, e encontrou uma correlação significativa entre os parâmetros morfológicos medidos nos cocólitos de *Gephyrocapsa* e os gradientes ambientais. Análises estatísticas revelaram seis associações morfológicas distintas. São elas: *Gephyrocapsa* “equatorial” (GE) – comprimento do cocólito: 3,1-3,9 μm ; ângulo da barra diagonal: maior que 56°; ocorre apenas em regiões equatoriais com temperatura média anual da água superficial entre 25 e 29,5°C. *Gephyrocapsa* “oligotrophic” (GO) – comprimento: > 3,1 μm ; ângulo: 27-56°; é encontrada apenas em regiões oligotróficas subtropicais com temperatura média anual da água superficial entre 22 e 25°C. *Gephyrocapsa* “transitional” (GT) – comprimento: 2,4-3,1 μm ; ângulo: 27-56°; é encontrada apenas em áreas com temperatura média anual da água superficial de 19-20°C. *Gephyrocapsa* “cold” (GC) – comprimento: > 2,4 μm ; ângulo: < 27°; ocorre em regiões moderadamente produtivas com temperatura média anual da água superficial menor do que 21°C. *Gephyrocapsa* “large” (GL) – comprimento: > 3,9 μm ; ângulo: > 56°; é dominante em regiões de ressurgência costeira, em áreas temperadas de alta produtividade. *Gephyrocapsa* “minute” (GM) – comprimento: < 2,4 μm ; ângulo: 20-50°; não apresenta preferências ambientais claras, mas é mais freqüente em regiões neríticas tropicais a subtropicais. Este trabalho representou um grande avanço para estudos paleoceanográficos do Quaternário.

Bollmann *et al.* (2002) encontraram evidências a partir de amostras holocênicas dos oceanos Atlântico, Índico e Pacífico que sugerem que a temperatura da água superficial de uma localidade pode ser calculada através da abundância relativa dos morfotipos de *Gephyrocapsa*, em amostras de sedimento superficial, com um erro padrão comparável ao de estimativas de temperatura derivadas de transferências de função baseadas em foraminíferos planctônicos. O melhor modelo de regressão múltipla revelou um r^2 de 0,83 com um erro padrão residual de 1,78°C. Este novo *proxy* possibilita a reconstrução de paleotemperaturas a partir de quantidades muito pequenas de sedimentos, permitindo estudos com maior resolução temporal. Henderiks & Bollmann (2004) aplicaram e validaram esta nova metodologia comparando paleotemperaturas estimadas com base em *Gephyrocapsa* com paleotemperaturas estimadas com base em alquenonas, razão Mg/Ca em calcita de foraminíferos e assembléias de foraminíferos planctônicos em um testemunho na costa oeste da África, para os últimos 28 mil anos. Foram encontradas boas correspondências entre as paleotemperaturas estimadas com *Gephyrocapsa* e as com alquenonas e razão Mg/Ca, mas maiores discrepâncias com relação aos foraminíferos planctônicos.

- *Calcidiscus leptoporus*

Baseado em características como diâmetro do cocólito e número de elementos na placa distal do cocólito, Knappertsbusch *et al.* (1997) identificaram três morfotipos compondo a espécie *C. leptoporus*. A distribuição dos cocólitos nos sedimentos superficiais foi interpretada como resultado de uma mistura dos morfotipos “small” (até 5 µm de diâmetro), “intermediate” (5-8 µm) e “large” (maiores que 8 µm). Indivíduos de cocólitos “large” foram encontrados preferencialmente em temperaturas acima de 23,5°C. Indivíduos de cocólitos “intermediate” parecem cosmopolitas, porém mais importantes em ambientes temperados-subtropicais, enquanto que os “small” são raros e possuem preferência indefinida.

Renaud & Klass (2001), estudando amostras planctônicas no Atlântico Norte, encontraram discrepâncias em relação a estes resultados. As assembléias registradas no inverno foram mais similares às tropicais dos sedimentos holocênicos, enquanto que as encontradas no verão foram mais similares às temperadas-subtropicais. Renaud *et al.* (2002) investigaram as variações na abundância absoluta e relativa dos três morfotipos em amostras de armadilhas de sedimentos de diferentes locais. Os morfotipos foram definidos de maneira similar a Knappertsbusch *et al.* (1997): “small” (até 5 µm de

diâmetro – linhas de sutura angulares e serradas que podem ser traçadas até a área central), “intermediate” (5-8,5 μm – linhas de sutura angulares e suaves que podem ser traçadas até a área central) e “large” (maiores que 8,5 μm – linhas de sutura curvas que se tornam obscuras na área central). No entanto, o tamanho dos morfotipos “intermediate” e “large” podem se sobrepor (Quinn *et al.*, 2004). Os morfotipos “large” e “intermediate” mostram flutuações sazonais de abundância absoluta similares, com aumentos relacionados à diminuição da temperatura. Porém, eles podem diferir ao longo de um gradiente de produtividade: o morfotipo “large” seria mais oportunista e associado com águas produtivas. Suas abundâncias relativas mudam com a variação do conteúdo de nutrientes, sugerindo leves diferenças em suas preferências ecológicas. O tipo “intermediate” domina a assembléia de *C. leptoporus* em ambientes de temperaturas baixas a intermediárias, enquanto que o “large” domina sob temperaturas intermediárias a altas. Nenhum padrão claro foi definido para o morfotipo “small”.

Com o aumento da disponibilidade de informações, observou-se que os três morfotipos são realmente táxons distintos, diferentemente do proposto por Knappertsbusch *et al.* (1997). Para testar a hipótese de que os morfotipos correspondem a espécies, e não a ecofenótipos, Quinn *et al.* (2003) conduziram experimentos de laboratório em culturas do morfotipo “intermediate”. Observou-se que o tamanho da cocosfera e dos cocólitos é afetado minimamente pela temperatura. As mudanças observadas nos indivíduos crescendo sob diferentes condições de luz e temperatura estão dentro do intervalo definido para o morfotipo, o que indica que este corresponde a uma espécie, já que a morfologia não muda em função das condições ambientais, devendo ser geneticamente controlada. Esta conclusão foi corroborada por novos estudos similares, com observação do ciclo de vida (Quinn *et al.*, 2004).

- *Coccolithus pelagicus*

A espécie *Coccolithus pelagicus* é amplamente conhecida como indicadora de águas frias. No entanto, Cachão & Moita (2000), ao estudar amostras planctônicas, de superfície e de testemunhos na costa de Portugal, encontraram cocólitos de *C. pelagicus* relacionados a águas não tão frias e de produtividade aumentada (áreas de ressurgência). Os autores propuseram uma revisão do nicho ecológico da espécie, incluindo estes novos *habitats*.

Na realidade, esta espécie apresenta diferentes morfotipos. Parente *et al.* (2004) estudaram amostras de superfície em um testemunho no Atlântico Norte a fim de

caracterizar a sua ocorrência. Eles identificaram três morfotipos: “small” (7–10 μ m), “intermediate” (10–13 μ m) e “large” (14–16 μ m). O “small” parece relacionado a águas subpolares; o “intermediate”, a condições de ressurgência; e o “large”, localmente relacionado com a Corrente de Açores. Hoje, se aceita que existam duas espécies: *C. pelagicus* (menor, ambiente subpolar) e *C. braarudii* (maior, ambiente de ressurgência). Elas são melhor distintas pelas cocosferas e por produzirem holococólitos diferentes (Geisen *et al.*, 2004).

Narciso *et al.* (2006) distinguiram as populações de *C. pelagicus* (correspondente ao morfotipo “small”) e *C. braarudii* (correspondente ao morfotipo “intermediate”) (embora as tratando como sub-espécies) e utilizaram as porcentagens da primeira como um *proxy* para a influência das águas subárticas na costa de Portugal (Atlântico Norte) durante os últimos 200 mil anos.

➤ 3.5.3. Paleoceanografia do Quaternário tardio através de associações de cocolitoforídeos – estudos em testemunhos

O registro fóssil de cocolitoforídeos constitui uma ótima ferramenta em estudos paleoceanográficos. O pequeno tamanho dos cocólitos possibilita a recuperação de muito material em pouca quantidade de sedimento, e a resposta das espécies às mudanças climáticas e oceanográficas permite as reconstituições paleoambientais. Abaixo, são apresentados diversos trabalhos considerados importantes e ilustrativos desta aplicabilidade dos cocolitoforídeos. Os estudos estão ordenados de acordo com suas abordagens a fim de facilitar o entendimento das diferentes potencialidades do grupo em estudos paleoceanográficos.

- Abundância relativa de *Florisphaera profunda*

Em 1990, Molfino & McIntyre propuseram que o controle climático da profundidade da nutriclina no Atlântico equatorial pode ser monitorado por variações na abundância relativa de *Florisphaera profunda*. Esta espécie, diferente das demais, habita a zona fótica inferior, onde há menos luz e mais nutrientes. Baseados em amostras de sedimentos superficiais, eles associaram alta abundância relativa de *F. profunda* com uma nutriclina profunda, e baixa abundância com nutriclina rasa. Isto ocorre porque quando a nutriclina é profunda, a zona fótica inferior é rica em nutrientes (beneficiando *F. profunda*), enquanto que a superior é pobre (prejudicando as demais espécies), e vice-versa. Observou-se que durante os últimos 200 mil anos, boa parte da

variação nas porcentagens de *F. profunda* varia de acordo com o ciclo de precessão na região. A abundância mínima da espécie coincide com o perihélio de dezembro, enquanto que a máxima coincide com o perihélio de junho, indicando que a profundidade da nutriclina é controlada por variações nos ventos tropicais leste, forçados pelo componente precessional.

A abundância absoluta e relativa de *Florisphaera profunda* tornou-se um dos principais *proxies* em estudos paleoceanográficos com base em coccolitoforídeos. Ahagon *et al.* (1993), estudando a margem noroeste do Pacífico, relacionaram a flutuação da abundância relativa de *F. profunda* ao ciclo de excentricidade da órbita terrestre, diferentemente do estudo anterior. Eles também indicaram, analisando amostras de sedimentos superficiais, uma relação íntima entre estas abundâncias e a transparência das águas. Em geral, este parâmetro é primariamente afetado pela produtividade em oceanos abertos; no entanto, uma vez que o ciclo de precessão não tem importância significativa, mudanças na profundidade da nutriclina não são responsáveis pelo aumento da turbidez. Assim, localmente, a turbidez da água deve ter sido influenciada também por suprimento de partículas terrígenas, principalmente em intervalos glaciais.

Beaufort *et al.* (1997) concluíram que durante os últimos 910 mil anos, no Oceano Índico equatorial, a produtividade primária flutuou consideravelmente, dirigida pelos ciclos de precessão, que interferem na intensidade dos ventos oeste. Inicialmente, os autores obtiveram a abundância relativa de *Florisphaera profunda* em amostras de sedimentos superficiais da região, relacionando este dado com a produtividade primária das águas sobrejacentes estimadas por informações de satélite. Assim, foi possível determinar uma equação correlacionando os dois parâmetros. Esta equação foi aplicada às contagens de *F. profunda* no testemunho, permitindo uma estimativa quantitativa da paleoprodutividade.

Assim, este *proxy* tem sido amplamente utilizado na busca de explicações para mudanças na produtividade primária, por exemplo: no Oceano Índico, a produtividade está intimamente relacionada com a intensidade das monções, através da ascensão da nutriclina. Análises revelaram que a produtividade está fortemente relacionada aos ciclos de precessão, mas fracamente relacionada aos ciclos de obliquidade e excentricidade (Beaufort, 1996). No sudeste (Rostek *et al.*, 1997) e no leste (Prabhu & Shankar, 2005) do Mar da Arábia (conectado ao Oceano Índico), a produtividade também está fortemente relacionada com o ciclo de precessão. Na costa oeste da

Austrália (Oceano Índico), o fator mais importante para as variações de produtividade é a intensidade da ressurgência (Okada & Wells, 1997). Já na costa brasileira, a produtividade parece estar relacionada a flutuações na Zona de Convergência Intertropical (Toledo *et al.*, 2007a).

- Abundância absoluta de cocolitoforídeos

Outro padrão utilizado em interpretações paleoceanográficas é a abundância absoluta ou taxa de acumulação de cocólitos. A princípio, quanto maiores estes índices, maior é considerada a produtividade. Assim, no Mar Mediterrâneo, a concentração de cocólitos é maior durante intervalos interglaciais, provavelmente como resultado da intensificação do fluxo do Oceano Atlântico no Mediterrâneo, que causa um aumento de concentração de nutrientes (Flores *et al.*, 1997). Já no Atlântico equatorial, as mudanças na produtividade estão relacionadas à precessão da Terra, que influencia os ventos sobre o Atlântico equatorial, interferindo na intensidade de ressurgência (Baumann *et al.*, 1999). Ao sul do Equador, o aumento da produtividade está relacionado à extensão lateral da área de ressurgência equatorial e o aumento da advecção de massas d'água frias e ricas em nutrientes vindas do Atlântico sudeste via correntes de limite leste. Já na porção noroeste do Atlântico equatorial, há um padrão inverso ao obtido na porção sul, indicando que o ciclo sazonal da termoclina leva a um comportamento oposto em termos de produtividade entre as duas regiões (Kinkel *et al.*, 2000).

No entanto, na costa da Namíbia as maiores abundâncias absolutas de cocólitos foram observadas durante intervalos quentes, caracterizados por uma ressurgência menos intensa, juntamente com temperatura de águas superficiais mais altas e menores concentrações de nutrientes. Ao contrário, o baixo número de cocólitos, diluídos nos sedimentos, durante intervalos glaciais está relacionado com maior intensidade de ressurgência (Baumann & Freitag, 2004). Assim, a abundância absoluta não pode ser considerada um *proxy* direto para a produtividade primária, mas deve ser estudada dentro do contexto regional.

Da mesma forma, no Atlântico equatorial leste a produtividade é maior em intervalos frios, mas as abundâncias absolutas mais altas registradas ocorreram em períodos de alta temperatura superficial, especialmente de *Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa* “pequena”. Isto sugere que *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* “pequena” sejam mais resistentes à baixa disponibilidade de nutrientes do que as demais espécies habitantes da zona fótica superior (Henriksson, 2000). Assim, em testemunhos em que

estas espécies constituem a maior da assembleia fóssil, a abundância absoluta de cocólitos deve ser interpretada criteriosamente.

- Taxa N

Flores *et al.* (2000) propuseram a chamada “Taxa N” para inferir a paleoprodutividade. Esta é a razão entre reticulofenestrideos (*Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. - indicadores de alto conteúdo de nutrientes) e *Florisphaera profunda* (habitante da zona fótica inferior), que permite o monitoramento das mudanças na profundidade da nutriclina. Os autores estudaram a paleoceanografia do Oceano Atlântico na costa noroeste da África durante os últimos 140 mil anos. Eles concluíram que os EIM 6, 5.4, 5.2, 4 e 2 eram caracterizados por uma nutriclina/termoclina rasa e, conseqüentemente, por uma alta produtividade. Isto está relacionado a uma intensificação da divergência do Atlântico ou da Corrente Equatorial Norte, em função de ventos alísios de nordeste mais fortes em intervalos glaciais ou fases mais frias.

A Taxa N tem sido utilizada em diversos trabalhos para estimar a produtividade. Durante intervalos glaciais, as águas superficiais do Mar do Caribe são enriquecidas em nutrientes devido ao aumento de fluxo de material terrígeno. A relação entre a flutuação da termoclina e o volume de gelo global sugere que mudanças na circulação do giro subtropical no Atlântico Norte tenha tido influência maior no Caribe, e foram direcionadas pelos ciclos orbitais, especialmente a excentricidade (Kameo *et al.*, 2004). Para o Oceano Pacífico equatorial concluiu-se que entre os EIM 14 a 8, a alta produtividade implica condições de ressurgência aumentada, provavelmente relacionada a condições dominantes tipo *La Niña*. No EIM 5 a atípica baixa produtividade deve estar relacionada a condições dominantes tipo *El Niño* (López-Otálvaro *et al.*, 2008).

- Morfotipos de *Gephyrocapsa* sp.

Associações de cocolitoforídeos também podem fornecer estimativas das paleotemperaturas das águas superficiais. Hiramatsu & De Deckker (1997) elaboraram uma equação para esta estimativa baseada na distribuição moderna das espécies mais abundantes nos sedimentos superficiais do Mar da Tasmânia (conectado ao Oceano Pacífico) e a aplicaram para três testemunhos estudados na região. Segundo os autores, os valores obtidos mostraram boa correspondência com os registrados por $\delta^{18}\text{O}$ em foraminíferos planctônicos.

A abordagem anterior não tem sido muito repetida por outros pesquisadores. São mais utilizados os morfotipos de *Gephyrocapsa* spp. com este propósito. Takahashi & Okada (2000) aplicaram os morfotipos de *Gephyrocapsa* como indicadores da temperatura das águas superficiais. Durante o último intervalo glacial houve uma intensificação da ressurgência, levando a uma eutrofização e a menores temperaturas, como indicado pela assembléia de cocolitoforídeos.

Os morfotipos de *Gephyrocapsa* também foram utilizados para estimar qualitativamente as paleotemperaturas das águas superficiais no Mar Solomón durante os últimos 195 mil anos (Takahashi & Okada, 2001). Como esperado, o morfotipo relacionado a águas quentes aumentou sua abundância durante os intervalos interglaciais e diminuiu durante os glaciais.

- Indicadores ecológicos

Também é possível utilizar as características ecológicas das espécies como indicadores do tipo de massa d'água que elas habitaram. Flores *et al.* (1999) estudaram as flutuações pleistocênicas da retroflexão da Corrente de Agulhas, no sul da África (entre os oceanos Atlântico e Índico). As abundâncias de *Calcidiscus leptoporus*, *Umbilicosphaera sibogae*, *F. profunda* e outros táxons durante intervalos interglaciais é característica de águas relativamente calmas, bem estratificadas e com nutriclina profunda, o que sugere que a área estava sob influência da retroflexão da Corrente de Agulhas. Durante intervalos glaciais, as abundâncias dos indicadores destas águas se reduzem.

Aizawa *et al.* (2004) estudaram a costa central do Japão (Oceano Pacífico), que é influenciada pelas correntes Kuroshio (subtropical) e Oyashio (sub-ártica). As abundâncias relativas de vários táxons foram consideradas representativas para cada corrente; assim, os autores observaram que as águas subtropicais de Kuroshio influenciam a costa japonesa durante os intervalos quentes, provavelmente por causa da expansão da divergência subtropical. Esta flutuação é similar a do ciclo de precessão.

3.6. O uso de isótopos de Oxigênio e Carbono

Atualmente, os isótopos estáveis constituem uma ferramenta fundamental em estudos paleoceanográficos. Essa linha de pesquisa teve início em 1947, quando Urey estabeleceu os fundamentos geoquímicos para isótopos estáveis e Nier desenvolveu técnicas refinadas de espectrometria de massa. Este avanço abriu um amplo leque de

aplicações da geoquímica de isótopos estáveis. Em 1955, Emiliani foi o primeiro pesquisador a utilizar isótopos de oxigênio para reconstruir os ciclos glacial-interglacial no Pleistoceno tardio, e iniciou o uso do termo Estágios Isotópicos Marinhos (EIM) (Steinmetz, 1994; Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007). Os EIM são numerados: os estágios ímpares correspondem a intervalos mais quentes (alguns constituem interglaciais), enquanto os pares correspondem a intervalos mais frios.

Os isótopos ^{18}O e ^{16}O correspondem, respectivamente, a 99,63 e 0,1995% do oxigênio da Terra. Os isótopos ^{12}C e ^{13}C correspondem, respectivamente, a 98,89 e 1,11% do carbono estável da Terra. Quantificações acuradas das baixas abundâncias dos isótopos raros só são possíveis como razões em relação aos isótopos mais comuns na amostra estudada, em comparação com razões de um padrão conhecido. A diferença na razão da amostra comparada com o padrão é expressa como um valor delta (δ):

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ amostra} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ padrão}}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ padrão}} \times 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} \text{ amostra} - {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} \text{ padrão}}{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} \text{ padrão}} \times 1000$$

Vários padrões são usados por diferentes laboratórios, mas todos são calibrados por um padrão de referência internacional (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

A composição de isótopos estáveis da carapaça de microfósseis calcários preservados em sedimentos reflete a composição isotópica da água em que estes organismos viveram. A maioria das pesquisas envolvendo isótopos estáveis utiliza foraminíferos planctônicos e/ou bentônicos (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007), mas outros grupos também têm sido examinados neste sentido, como ostracodes e cocolitoforídeos (Steinmetz, 1994; Stoll & Ziveri, 2004). Outra possibilidade é a análise de amostras de rocha-total, que não fornecem resultados tão precisos já que contêm materiais carbonáticos de natureza variável, mas possuem a vantagem de exigir procedimentos metodológicos bem mais simples (Azevedo *et al.*, 1997).

➤ 3.6.1. Fatores que influenciam o $\delta^{18}\text{O}$

Isótopos de oxigênio são usados para reconstruir a paleotemperatura dos oceanos e traçar mudanças na razão de isótopos de oxigênio da água, que varia com o balanço evaporação/precipitação e com o volume global de gelo.

A quantidade total de água estocada como gelo nos pólos influencia globalmente o $\delta^{18}\text{O}$ das águas oceânicas. Devido a diferenças de pressão de vapor, H_2^{16}O evapora mais rapidamente do que H_2^{18}O e, portanto, o $\delta^{18}\text{O}$ do vapor d'água, nuvens e precipitação são baixos quando comparados ao da água do mar. H_2^{18}O se condensa mais prontamente do que H_2^{16}O , e quando há precipitação, o vapor d'água remanescente nas nuvens é intensamente empobrecido em ^{18}O . Assim, a neve produzida em altas latitudes que alimenta a cobertura de gelo nos pólos gera um reservatório de água com baixo $\delta^{18}\text{O}$. Durante períodos glaciais, quando existe mais água estocada como gelo nos pólos, a média do valor $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar é relativamente alta. O inverso ocorre em períodos interglaciais (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

A razão isotópica de oxigênio nos carbonatos marinhos depende da temperatura na qual ele precipita, bem como da composição isotópica da água a partir da qual se forma. A temperatura determina a magnitude da maior parte do fracionamento entre isótopos de oxigênio em água e em CaCO_3 : ^{18}O é preferencialmente incorporado no carbonato, enquanto ^{16}O permanece na água. Esta preferência é maior em temperaturas frias. Nos intervalos glaciais são registrados maiores valores de $\delta^{18}\text{O}$ tanto porque a temperatura dos oceanos é mais fria, quanto pela maior proporção de ^{18}O na água, em função da grande quantidade de gelo nos pólos (Stoll & Ziveri, 2004).

Além de refletir mudanças globais de volume de gelo, o $\delta^{18}\text{O}$ da água também é influenciado pelo balanço precipitação/evaporação (como em salinidade), e por fatores menores como entrada de água doce por desembocadura de rios ou derretimento de gelo e contribuição de águas de ressurgência (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

➤ 3.6.2. Fatores que influenciam o $\delta^{13}\text{C}$ do carbono inorgânico dissolvido (CID)

Isótopos de carbono são usados em reconstruções da composição isotópica do carbono inorgânico dissolvido (CID) no oceano, que se seguem às mudanças na produtividade marinha e no ciclo do carbono. A média de $\delta^{13}\text{C}$ do CID de todo o oceano é influenciada pelo ciclo global de carbono, especificamente a partição deste entre os reservatórios oceânicos, atmosféricos e da biosfera terrestre. Como ^{12}C é mais utilizado

na fotossíntese, a biosfera terrestre é um reservatório pobre em ^{13}C . Quando o tamanho da biosfera terrestre aumenta, o oceano e a atmosfera tornam-se enriquecidos em ^{13}C (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

O $\delta^{13}\text{C}$ do CID pode ser influenciado por mudanças locais no balanço entre fotossíntese e respiração. Na superfície oceânica, onde a fotossíntese se sobrepõe à respiração, a concentração de CID é relativamente baixa e o $\delta^{13}\text{C}$ do CID é relativamente alto, refletindo a rede de exportação de carbono enriquecido em ^{12}C (na forma de matéria orgânica particulada) para fora da superfície. No oceano profundo, onde a respiração domina, a concentração de CID é relativamente alta e $\delta^{13}\text{C}$ do CID é relativamente baixo. Portanto, mudanças na fotossíntese ou respiração prontamente alteram o $\delta^{13}\text{C}$ do CID da água. Como taxas de fotossíntese e respiração estão relacionadas à distribuição de nutrientes, as concentrações de fosfato ou nitrato dissolvidas no oceano, por exemplo, são inversamente relacionados ao $\delta^{13}\text{C}$ do CID. Esta relação entre o registro de $\delta^{13}\text{C}$ e a atividade fotossintética na superfície tem sido usada há algum tempo como indicadora de mudanças de paleoprodutividade entre períodos glaciais e interglaciais (Stoll & Ziveri, 2004; Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

Ainda que mudanças na produtividade influenciem fortemente a concentração de $\delta^{13}\text{C}$ do CID, há outras causas para suas mudanças locais, ligadas a formação das massas d'água e circulação. A Água Profunda do Atlântico Norte, por exemplo, tem alto $\delta^{13}\text{C}$ do CID por causa de sua fonte, as águas superficiais do Atlântico Norte. O $\delta^{13}\text{C}$ do CID da superfície também pode ser influenciado por mudanças na mistura de massas d'água, especialmente por ressurgência. Outro mecanismo adicional, não relacionado com processos que influenciam a distribuição de nutrientes, é o equilíbrio termodinâmico isotópico entre CO_2 atmosférico e CID oceânico. Muitas regiões não estão em equilíbrio isotópico. Regiões que se aproximam do equilíbrio são as que têm alto fluxo de CO_2 entre atmosfera e oceano (ex: Oceano Circumpolar Antártico) e as que têm águas de superfície com longo tempo de residência (ex: giros subtropicais), condições que podem variar ao longo do tempo. Portanto, reconstruções de produtividade requerem múltiplas ferramentas, incluindo as não influenciadas por trocas atmosfera-oceano.

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1. Contexto geomorfológico e sedimentar

Os testemunhos estudados foram coletados no talude da Bacia de Campos (Figura 5). Esta se localiza na Margem Continental Sul Brasileira, entre a Bacia do Espírito Santo (ao norte) e a Bacia de Santos (ao sul). Sua área é maior que 100 mil km² e está contida entre o Alto de Vitória e o Alto de Cabo Frio (Viana *et al.*, 1998).

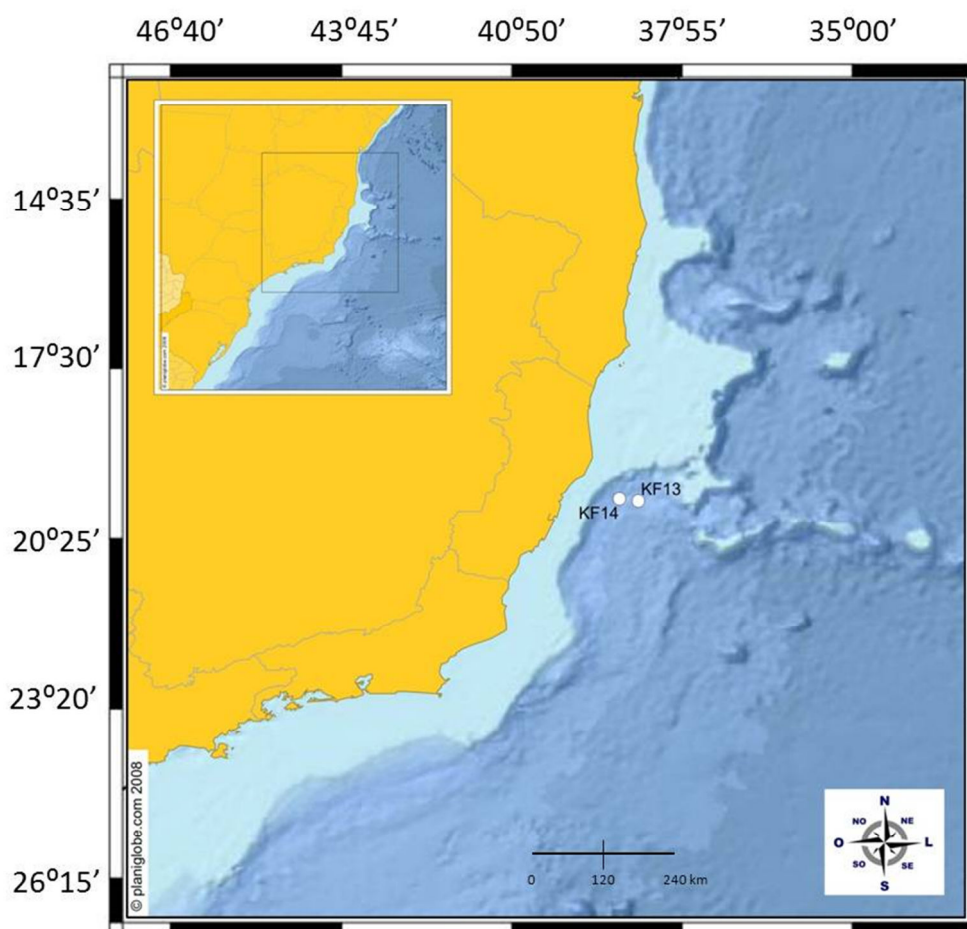


Figura 5. Localização dos testemunhos analisados. Mapa construído a partir de dados disponibilizados no MapServer da Universidade de Minnesota (<http://www.planiglobe.com>).

Os padrões de sedimentação na Margem Continental Brasileira (entre 20-50°S), da plataforma continental a profundidades abissais, estão diretamente relacionados a diferenças nas condições climáticas (intemperismo), localização geográfica (desembocadura de rios) e produtividade marinha, podendo ser secundariamente fortemente modificados pela circulação oceânica. A porção mais ao norte caracteriza-se por menores granulometrias e um teor de carbonato maior; a porção mais ao sul

caracteriza-se pela granulometria grossa e menor teor de carbonato. A região de transição entre as duas áreas é a Confluência das Correntes do Brasil e Malvinas. Na própria região da Confluência, altamente produtiva, os sedimentos se caracterizam por elevadas concentrações de carbono orgânico e baixos teores de carbonato (Frenz *et al.*, 2003).

A plataforma continental na Bacia de Campos tem largura média de 100 km. A quebra da plataforma e início do talude ocorre, em média, a 110 m de profundidade. Esta profundidade varia de 130 m na porção sul a 80 m na porção norte, próxima à área de estudo. O talude se estende por mais de 40 km, com um gradiente médio de declividade de 2,5°. Sua base é mais rasa ao norte (1500 m) do que ao sul (2000 m) devido ao desenvolvimento de um cone submarino conectado ao cânion submarino Almirante Câmara (localizado ao sul da área de estudo) (Viana *et al.*, 1998). Porções do Pleistoceno superior são encontradas expostas na região da quebra do talude, resultando, provavelmente, do retrabalhamento dos sedimentos durante períodos de variação do nível do mar e da erosão por correntes geostroficas (Caddah *et al.*, 1998).

A principal fonte de material terrígeno na Bacia de Campos é a foz do rio Doce (mais próximo à área de estudo) e do rio Paraíba do Sul (Brehme, 1984). A passagem do talude continental para o sopé continental é marcada por uma província intermediária, o Platô de São Paulo, uma área quase plana (também localizada ao sul do local de estudo) (Viana *et al.*, 1998).

Os depósitos do talude superior (200-550 m de profundidade) apresentam poucas estruturas primárias preservadas, indicando a ação de correntes de fundo. São compostos por areias finas a grossas que transbordam para o talude a partir de uma escarpa encontrada no limite externo da plataforma continental.

A geometria do talude varia gradualmente de plana a côncava, sendo convexa na sua porção central (600-1200 m de profundidade). A convexidade é atribuída à acumulação de depósitos de movimentos de massa (Viana *et al.*, 1998). Recifes de corais de águas profundas são observados em porções alongadas entre 570 e 800 m de profundidade. A porção central do talude é caracterizada por areias finas endurecidas por lâminas ricas em ferro e restos de corais (influência da oxigenada Água Intermediária Antártida (AIA) que banha os sedimentos nessa profundidade) sobrepondo pacotes de lama argilosa (Caddah *et al.*, 1998).

Já o talude inferior tem sua fisionomia marcada por escarpas, onde a remoção de sedimentos por fluxos de massa é recorrente. Abaixo da profundidade de 1200 m de

profundidade, onde a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) flui na direção sul, ocorrem lamas carbonáticas. A presença de finas camadas de vasas de cocolitofóridos (< 10 cm) é comum (Caddah *et al.*, 1998). Os sedimentos retrabalhados da Bacia de Campos são compostos predominantemente por areias finas e siltes, apresentando contatos superiores bruscos e contatos basais bruscos a graduais (Viana *et al.*, 1998).

A taxa de sedimentação do talude na região norte da bacia é mais alta (12 cm/ka) do que na porção mais ao sul (7 cm/ka) e a abundância de matéria orgânica terrígena indica uma maior proximidade com a fonte continental. Na Bacia de Campos, grandes cânions submarinos são encontrados com uma configuração radial divergente. A sedimentação encontra-se sob influência dos rios Doce e Paraíba do Sul e dos cânions de Almirante Câmara e Itapemirim (Viana *et al.*, 1998).

4.2. Circulação atmosférica e oceânica

Na região estudada, os ventos originam-se de um anticiclone semifixo associado à Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), um centro de alta pressão atmosférica. Este anticiclone age também sobre a circulação oceânica superficial. A ASAS é responsável pela predominância de ventos de NE na região sudeste brasileira, tanto no inverno quanto no verão (Bastos & Ferreira, 2000). No entanto, a posição da ASAS e do anticiclone variam ao longo do ano em função das mudanças de temperatura sobre o continente e o oceano (Figuras 6, 7). Durante o verão, a ASAS localiza-se mais a sudeste, enquanto no inverno atinge sua posição mais noroeste (Hastenrath, 1991).

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), na região equatorial, é o local para onde convergem os ventos alísios de NE e SE. A ZCIT também tem grande influência junto à circulação oceânica superficial. Nela, há transferência de calor e umidade dos níveis inferiores da atmosfera das regiões tropicais (zona de baixa pressão) para os níveis superiores da troposfera (zona de alta pressão) e para as médias e altas latitudes (Ferreira, 1996). A ZCIT migra ao longo do ano (Figura 7). Entre julho e setembro, a ZCIT atinge sua posição mais ao norte e apresenta um comportamento mais zonal. De novembro a dezembro, ela começa seu deslocamento para o sul.

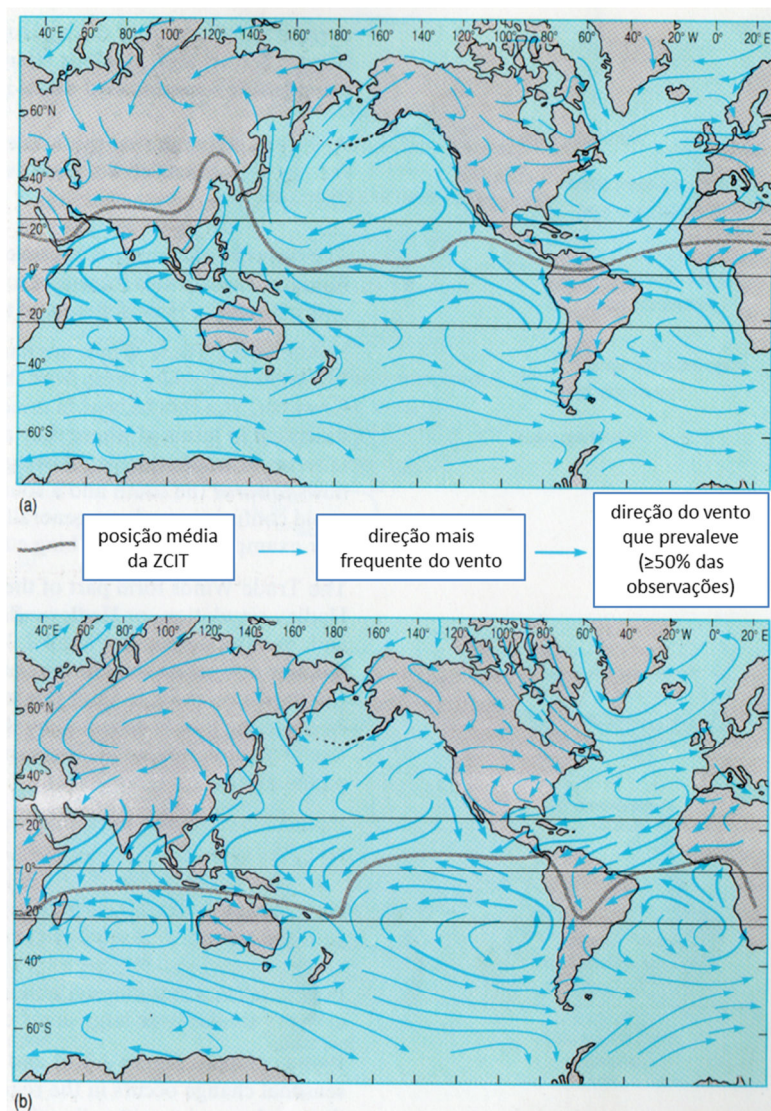


Figura 6. Direção dos ventos na superfície da Terra e posição da ZCIT em julho (a) e janeiro (b) (modificado de Brown *et al.*, 1989).

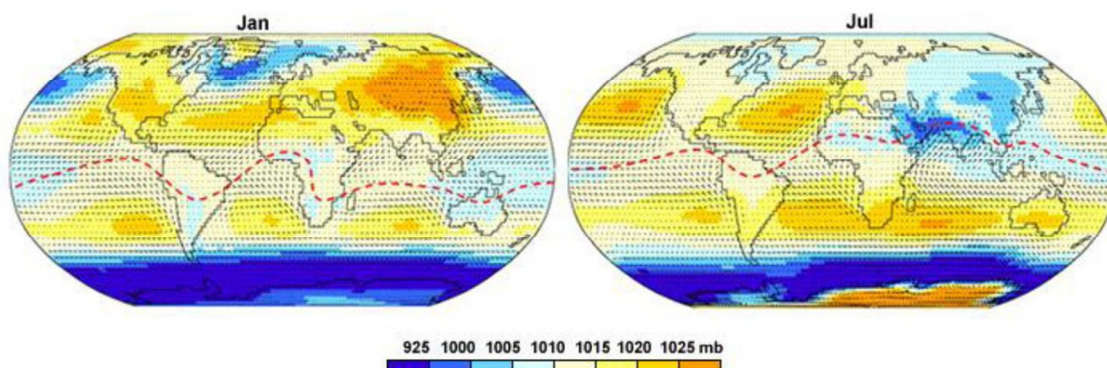


Figura 7. Migração sazonal da ZCIT e dos centros de alta pressão. A linha pontilhada em vermelho mostra a posição média da ZCIT em janeiro e julho. A escala de cores representa a pressão ao nível do mar (NCEP/NCAR Reanalysis Project: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/wesley/reanalysis.html>).

A circulação oceânica apresenta dois componentes principais: a circulação termohalina e a circulação dirigida pelo vento. A circulação termohalina corresponde ao movimento da água em função de sua densidade, dirigida pela temperatura (relacionada à insolação) e pela salinidade (relacionada ao balanço entre evaporação e precipitação). A circulação dirigida pelo vento ocorre principalmente nas primeiras centenas de metros de água (sendo também importante a influência da Força de Coriolis) e, em contraste com a circulação termohalina, é primariamente horizontal.

Em baixas latitudes, como na área de estudo, as águas oceânicas apresentam-se estratificadas. Os primeiros 200 m são conhecidos como camada superficial ou camada de mistura, e são muito influenciados pelos ventos. É nesta camada que vivem os cocolitoforídeos. Abaixo dela, aproximadamente entre 200-1000 m, existe uma zona conhecida como termoclina. Na termoclina, a taxa de diminuição da temperatura em função do aumento da profundidade é máxima. A partir de 1000 m de profundidade há a zona profunda, caracterizada por baixas temperaturas. Nas zonas acima e abaixo da termoclina a temperatura permanece quase constante. Em latitudes médias a termoclina é sazonal (ocorre no verão); já nas altas latitudes não existe termoclina permanente.

Um dos principais pontos de produção de águas profundas, que mantém a circulação termohalina em funcionamento, localiza-se no Atlântico Norte. Ela parece ser dirigida pelo aumento da salinidade como resultado da intensa evaporação na região. O resfriamento e o aumento da salinidade aumentam a densidade da água superficial até o ponto em que ela “afunda”, formando as Águas Profundas do Atlântico Norte (APAN) e iniciando a circulação termohalina. Esta corrente de água fria flui em direção sul ao longo da América do Norte e Sul, até encontrar as águas de fundo produzidas na Antártida. Lá, o congelamento é que induz a liberação de sais, causando o aumento da densidade das águas vizinhas. Abaixo de 30°S estas águas integram uma corrente profunda que circunda o continente antártico. Esta corrente serve como um grande misturador do oceano mundial. Ela reúne a APAN com águas profundas novas geradas ao longo do perímetro da Antártida e também com outras águas profundas antigas. Estas águas reunidas fluem para as profundezas dos oceanos Pacífico e Índico. Conforme fluem para o norte, as massas d’água gradualmente esquentam e se misturam com as águas sobrejacentes, até ressurgirem na superfície desses mesmos dois oceanos. Depois da ressurgência, elas voltam em direção ao Atlântico Norte para completar o ciclo, cerca de 1000 anos depois (Broecker, 1991) (Figura 8). É através da circulação termohalina que o oceano Atlântico Sul atua como um exportador de calor para o hemisfério norte.

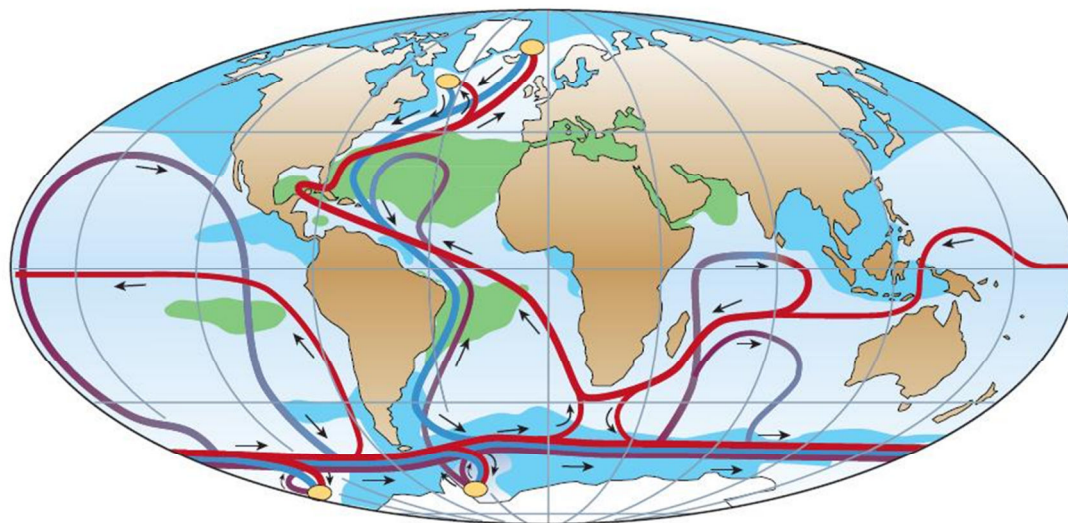


Figura 8. Circulação termohalina. Águas próximas à superfície (linha vermelha) fluem em direção às quatro principais regiões formadoras de águas profundas (elipses amarelas) e recirculam em profundidade (correntes profundas em azul e de fundo em roxo). Áreas em verde indicam salinidade acima de 36‰; áreas em azul indicam salinidade abaixo de 34‰ (retirado de Rahmstorf, 2002).

No oceano aberto, a tensão de cisalhamento do vento é a maior causa da circulação em giros que prevalece nas camadas superiores (sentido horário no hemisfério norte e antihorário no sul), que são principalmente dirigidos pelos ventos alísios nordeste e sudeste, nos trópicos.

A circulação superficial do Atlântico Sul é caracterizada por um giro anticiclônico subtropical e pelos sistemas de correntes equatorial e circumpolar (Figura 9), controlados pelo sistema atmosférico sobrejacente. O giro subtropical está associado ao centro de alta pressão atmosférica de circulação antihorária e o sistema de correntes equatorial está associado aos ventos alísios e à ZCIT. A Corrente Sul-Equatorial (CSE), que transporta calor de leste para oeste, é o braço norte deste giro. Ela se bifurca quando atinge a costa brasileira: a porção que se dirige para o norte é a Corrente Norte do Brasil (CNB) e a que se dirige para o sul denomina-se Corrente do Brasil (CB).

A CB carrega águas quentes, salinas e pobres em nutrientes. Ao longo da costa leste da América do Sul, a CB transporta águas relativamente quentes para o sul, até encontrar as águas frias da Corrente das Malvinas, que flui em direção norte. Como boa parte das águas transportadas pela CSE é perdida para o Hemisfério Norte via CNB, a CB tem intensidade conspicuamente menor quando comparada a outras correntes de limite oeste (Peterson & Stramma, 1991).

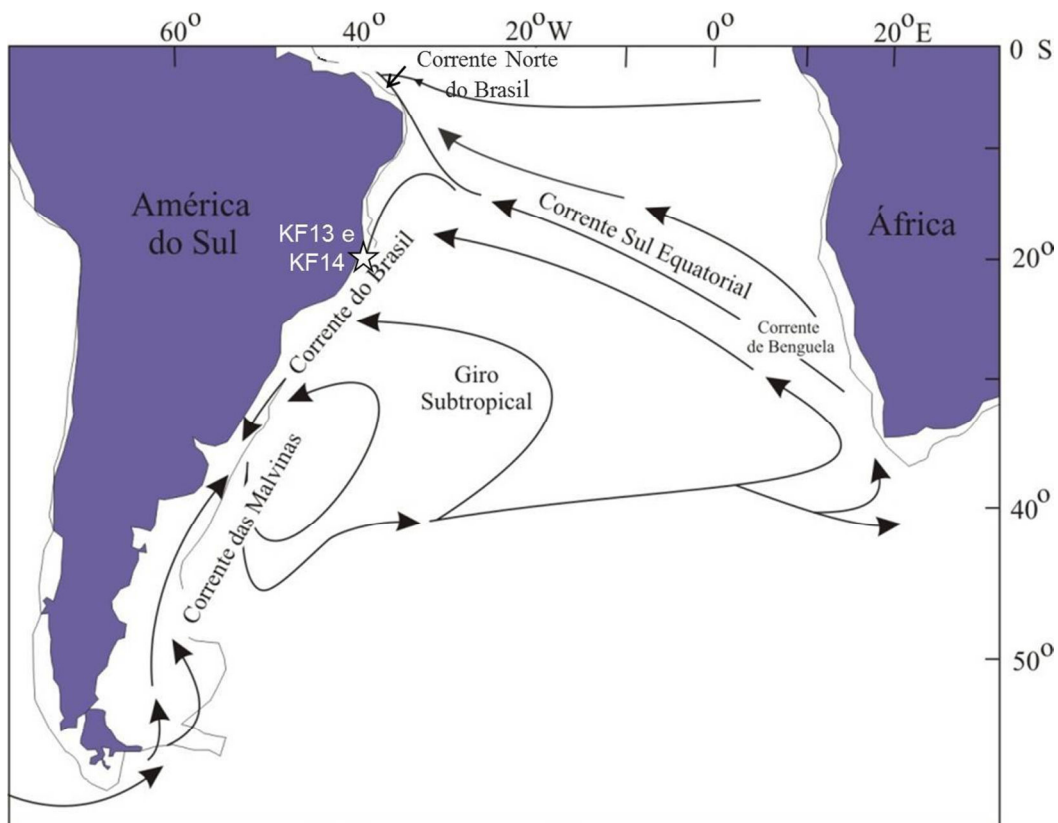


Figura 9. Representação esquemática da circulação oceânica superficial do Atlântico Sul e localização aproximada dos testemunhos KF13 e KF14 (modificado de Peterson & Stramma, 1991).

A área estudada está sob influência da CB: a temperatura superficial do mar (TSM), evaporação, precipitação, e intensidade da corrente superficial estão ligadas a mudanças sazonais na intensidade dos ventos. A média da TSM é de 24°C, com variações sazonais de 4°C. A média anual de salinidade das águas superficiais é de 36,5 (Levitus & Boyer, 1994).

Sobre a plataforma continental brasileira, ocorre a Água Costeira (constituída por águas oceânicas e de origem continental). A CB propriamente dita ocorre em mar aberto, transportando a Água Tropical (AT) e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS). A AT ocorre nos primeiros 200 m de profundidade, sendo uma massa d'água quente (> 18°C) e salina (> 36‰). Abaixo desta profundidade, há a ACAS, caracterizada por menores temperaturas (6-20°C) e salinidade (34,6-36‰) e maior concentração de nutrientes. Portanto, as águas superficiais da região de estudo (onde vivem os cocolitoforídeos) são oligotróficas, e as águas sub-superficiais (ACAS) constituem a principal fonte de nutrientes, seja pela ressurgência induzida pelos ventos de nordeste (intensificados nos meses de verão), seja pela ressurgência de quebra de plataforma induzida por ciclones formados na CB (Silveira *et al.*, 2000).

Abaixo da termoclina (aproximadamente abaixo de 550 m de profundidade) ocorrem outras massas d'água cujas mudanças nas propriedades ao longo do tempo fogem ao escopo deste trabalho. São elas: Água Intermediária Antártica, Água Circumpolar Superior, Água Profunda do Atlântico Norte e Água Antártica de Fundo.

Na tentativa de interpretar as mudanças paleoceanográficas registradas em testemunhos geológicos, é importante conhecer a variabilidade climática existente na escala anual e interanual. Como consequência da sazonalidade no regime de ventos, temos também sazonalidade na circulação oceânica superficial. Nos invernos no hemisfério sul, quando os ventos alísios de sudeste são mais fortes e a ZCIT ocupa uma posição mais ao norte, a velocidade da CSE é potencializada. A forte sazonalidade do fluxo da CSE para o oeste causa o “empilhamento” de águas no Atlântico Equatorial Oeste, levando a uma nutriclina e termoclina mais profundas nesta área. Ao contrário, a intensificação dos ventos alísios de sudeste resulta em uma elevação da nutriclina e da termoclina no Atlântico Equatorial Leste, levando a uma alta produtividade. Nos verões do hemisfério sul, quando a ZCIT ocupa uma posição mais ao sul e os ventos alísios de sudeste são mais fracos, a CSE diminui de velocidade, a termoclina se aprofunda no leste e a ressurgência equatorial é reduzida (Peterson & Stramma, 1991). O sistema de alta pressão que controla o giro subtropical se move para noroeste durante o inverno austral, juntamente com a ZCIT, que se move para norte. Assim, na região de estudo, ventos do quadrante sul dominam no inverno e ventos do quadrante norte prevalecem durante o verão (Lass & Mohrholz, 2008).

Na média anual, a bifurcação da CSE ocorre ao redor de 10-14°S próximo da superfície (a latitude do local da bifurcação se desloca para o sul com o aumento da profundidade). A variabilidade sazonal da latitude da bifurcação é mais forte nos primeiros 400 m, onde alcança sua posição mais ao sul em julho e a posição mais ao norte em novembro. Quando a bifurcação da CSE se move para o sul, o transporte da CNB aumenta e o transporte da CB diminui (Rodrigues *et al.*, 2007).

Na escala inter-anual, o ENSO (*El Niño - Southern Oscillation*) é o fenômeno mais importante. Durante os episódios *El Niño*, anomalias são observadas, não só na região de aquecimento do Oceano Pacífico, como em todo o globo. As anomalias que ocorrem sobre a América do Sul são associadas principalmente ao deslocamento da célula de Walker, ao fortalecimento do jato subtropical e a um possível trem de ondas que se estende do Pacífico até o sul da América do Sul (Cavalcanti, 1996). No sudeste e sul brasileiros, a resposta atmosférica aos episódios *El Niño* se dá na forma de um trem

de ondas de Rossby anômalo, causando bloqueio e impedindo que as frentes frias do sul avancem na direção norte-nordeste, gerando um aumento de precipitação nestas regiões (Aragão, 1998).

5. PALEOCLIMA E PALEOCEANOLOGIA NO QUATERNÁRIO TARDIO

A circulação oceânica e as características das massas d'água são bastante influenciadas pelo clima que, durante o Quaternário, é regido pelos parâmetros orbitais da Terra. Segundo a teoria de Milankovitch, as principais causas responsáveis pela sucessão de intervalos glaciais e interglaciais, típica do Quaternário, são as ciclicidades destes parâmetros. A excentricidade da órbita, a obliquidade do eixo de rotação e a precessão dos equinócios, tomadas em conjunto, modificam a quantidade de energia solar recebida pelo planeta, induzindo mudanças no sistema climático (Figura 10). Quando a redução de energia chega ao máximo, começa uma glaciação. Características destes intervalos e alguns exemplos de como se dão estas mudanças no clima recente do planeta, bem como seus efeitos sobre os oceanos são descritos a seguir, baseados em Broecker (1991), Rahmstorf (2002) e Bigg (2003).

Registros de $\delta^{18}\text{O}$ (ver capítulo 3.6) demonstram que o volume de gelo do planeta oscilava com uma periodicidade de aproximadamente 40 mil anos antes de 700 mil anos AP. Esta periodicidade corresponde ao ciclo de obliquidade da Terra. Depois, houve uma mudança nesta periodicidade, que passou a ser principalmente de 100 mil anos, correspondendo ao ciclo de excentricidade da Terra. Esta mudança deve significar que o sistema climático passou por algum tipo de “gatilho”. As glaciações mais extensivas e mais persistentes ocorreram como parte desta fase mais recente do clima.

Acompanhando o declínio de temperatura durante intervalos glaciais, há uma queda na concentração de CO_2 atmosférico. As teorias que explicam este fenômeno assumem que o oceano age como um reservatório de carbono. Supõe-se que nos intervalos glaciais há uma maior disponibilidade de nutrientes, em função do recuo do nível do mar que leva à exposição e erosão da plataforma continental ou em função da ressurgência que é mais intensa. A maior disponibilidade de nutrientes incentiva uma grande produtividade biológica, o que levaria à diminuição do CO_2 atmosférico. O baixo nível de CO_2 e o alto albedo das coberturas continentais de gelo são os fatores dominantes que levam ao resfriamento global.

Considera-se que os períodos interglaciais tiveram clima similar ao atual. Ainda assim, algumas diferenças são conhecidas: sabe-se, por exemplo, que o último estágio interglacial parece ter sido 1° a 3°C mais quente, que o nível do mar estava 6 m mais alto e que as zonas climáticas em muitas partes do mundo estavam deslocadas 10° em direção aos pólos.

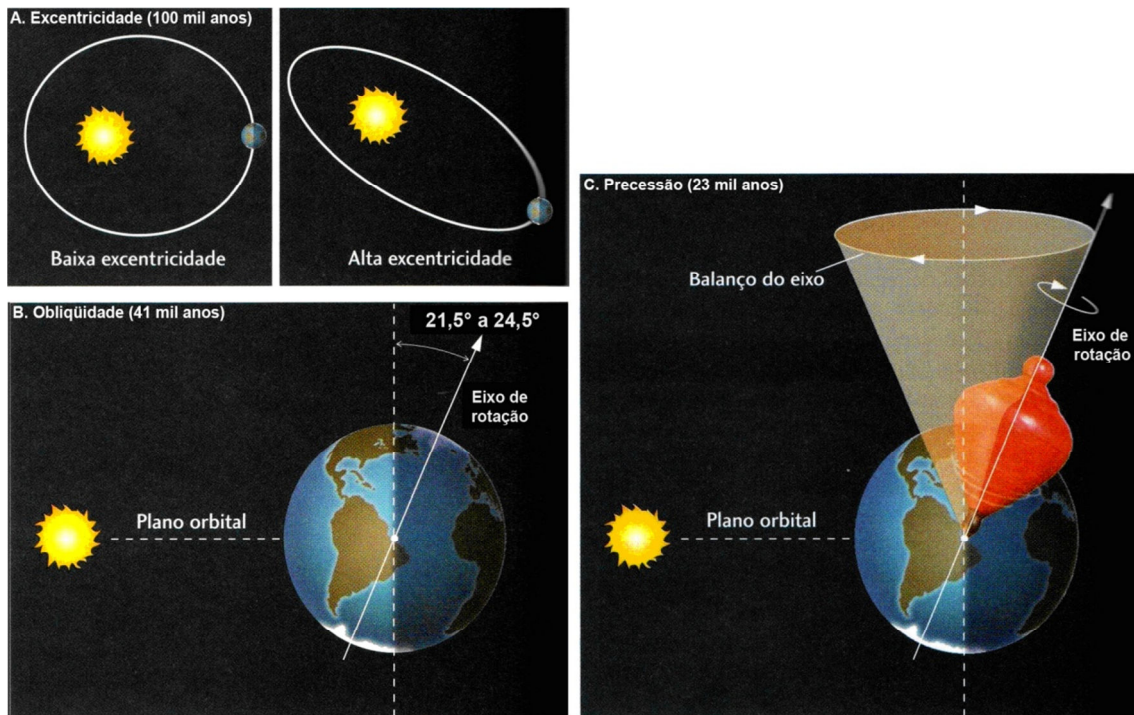


Figura 10. Componentes da variação orbital da Terra e seus intervalos de tempo para um único ciclo. A) A excentricidade é uma medida do desvio em relação à forma circular que a órbita elíptica apresenta. B) A obliquidade é o ângulo entre o eixo de rotação e a linha perpendicular ao plano orbital. C) A precessão é a oscilação do eixo de rotação. Pode-se imaginar este movimento por analogia ao balanço do topo de um pião quando rodopia (retirado de Press *et al.*, 2006).

Durante o último intervalo glacial, a circulação oceânica era marcadamente diferente. A formação de água profunda no Atlântico ocorria em uma profundidade bem mais rasa; a circulação termohalina global era mais lenta; as águas profundas talvez levassem de 3 a 6 mil anos para retornar à superfície, enquanto atualmente levam mil anos ou menos.

Os eventos Dansgaard-Oeschger (D/O) são talvez as mudanças climáticas mais pronunciadas nos últimos 120 mil anos. A amplitude dessas mudanças é maior no Hemisfério Norte, onde em apenas algumas décadas ocorre um rápido aquecimento, seguido por um lento resfriamento nos séculos seguintes. Depois há uma queda rápida de temperatura até o estabelecimento de condições glaciais extremas. No hemisfério sul, muitos locais (especialmente no Atlântico Sul) apresentam um efeito hemisférico de inversão, resfriando enquanto o norte esquenta.

Explicações para estas mudanças climáticas ainda são procuradas; a maioria das hipóteses envolve a dinâmica da circulação termohalina. Dados sugerem que durante o

último intervalo glacial a circulação termohalina era ativada e desativada em uma escala de tempo de milênios. Em contraste, durante o Holoceno a circulação termohalina parece ter sido ativada e assim permanecido desde então. Uma possível explicação para o comportamento da circulação termohalina durante intervalos glaciais é que, quando o Atlântico Norte está rodeado por grandes extensões de cobertura de gelo, a operação estável do sistema de circulação não é possível. Quando a circulação termohalina está operando, o calor que ela libera tende a derreter o gelo, liberando grandes quantidades de água doce no Atlântico. A circulação termohalina também exporta eficientemente o excesso de sal do Atlântico. A combinação de diluição por água doce e exportação de sal diminui a densidade das águas até o ponto em que a circulação não pode mais funcionar; então, ela pára. Com a circulação termohalina inoperante, a exportação de sal e a diluição com água doce são reduzidas até que a exportação de vapor d'água mais uma vez começa a aumentar a salinidade no Atlântico. As águas se tornam densas, e a circulação é novamente ativada.

Uma compilação de dados paleoceanográficos e de modelagens sugere que três diferentes modos de circulação prevaleceram no Atlântico em diferentes etapas. A fase de rápido aquecimento inicial de cada evento D/O seria resultado de uma invasão de águas quentes do Atlântico nos Mares Nórdicos. Assim, os momentos mais amenos e estáveis dos intervalos glaciais, corresponderiam à formação da APAN nos Mares Nórdicos; esta é a circulação no modo “quente”. O resfriamento final, levando a momentos de condições glaciais máximas, ocorre com a mudança do local de formação da APAN, que se daria mais ao sul, em oceano aberto; esta é a circulação no modo “frio” (Figura 11). O “gatilho” para estes eventos ainda permanece desconhecido. Como a circulação termohalina é responsável por boa parte da transferência de calor entre hemisférios, o efeito de inversão é explicado por este modelo.

Também se especula que os eventos D/O podem ter sido dirigidos por mudanças no padrão atmosférico do planeta a partir dos trópicos. Esta hipótese é baseada no forte controle que as temperaturas das águas superficiais tropicais exercem sobre o padrão de transporte de calor atmosférico atual, mas ainda carece de evidências mais diretas para o passado.

Um padrão característico do Atlântico Norte durante intervalos glaciais é a periódica descarga de muitos icebergs do leste da América do Norte; estes eventos são chamados Eventos Heinrich. Eles ocorrem no fim de períodos de esfriamento, a cada 10-15 mil anos, e são seguidos por mudanças abruptas para condições mais quentes, o

início de um evento D/O. Não se sabe se estão ligados a forças orbitais ou a dinâmicas internas da cobertura de gelo (mais provável). Eles causam uma rápida adição de água doce no Atlântico Norte, o que cessa a formação de água profunda e intermediária e causa uma queda no suprimento de calor via Corrente do Golfo para o Atlântico Norte. Aqui a formação de APAN cessa, levando a circulação ao modo “desligado” (Figura 11). Novamente é visto um efeito de inversão hemisférica: enquanto registros da Groenlândia mostram resfriamento, os da Antártida mostram aquecimento.

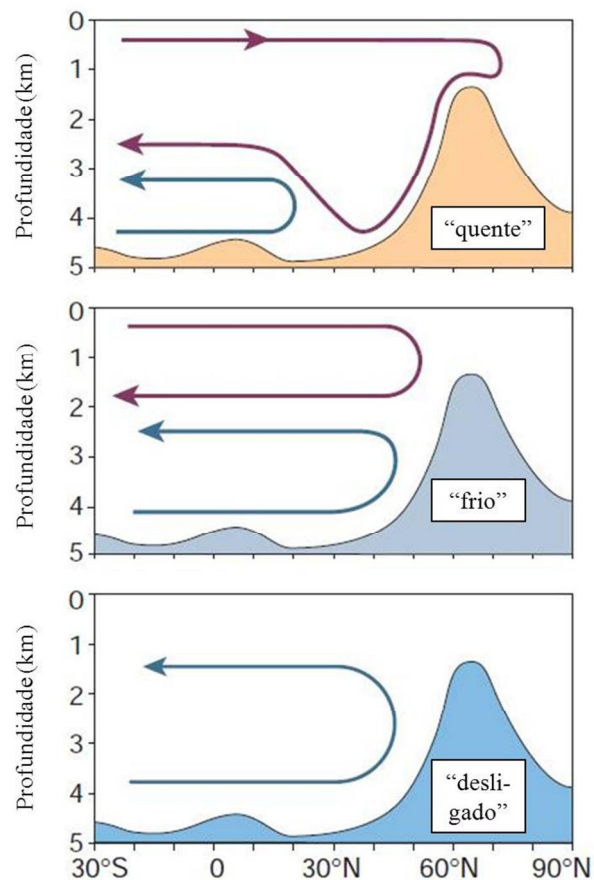


Figura 11. Três modos da circulação oceânica em diferentes momentos durante estágios glaciais no Oceano Atlântico. Uma secção ao longo do Atlântico está esquematizada; a elevação da topografia simboliza a porção rasa entre Groenlândia e Escócia. A linha vermelha corresponde à formação da APAN e a linha azul à AAF (modificado de Rahmstorf, 2002).

Ao redor de 21 mil anos AP, as condições climáticas do último intervalo glacial atingiram seu máximo – Último Máximo Glacial (UMG). Após, teve início o processo de deglaciação. Entre 19 e 7 mil anos AP o nível do mar aumentou cerca de 130 m. A deglaciação está relacionada a mudanças na insolação da Terra, aumento do nível de CO₂ atmosférico e mudanças na circulação oceânica.

A deglaciação é um processo muito rápido; tanto o presente quanto o último intervalo interglacial foram estabelecidos em apenas algumas centenas de anos após o pico glacial. Há alguma evidência de que largos passos na deglaciação podem ocorrer em poucas décadas. A água derretida durante o último Evento Heinrich se acumulou na região dos Grandes Lagos e, juntamente com outras fontes de água doce, foram liberadas para o Atlântico Norte ao redor de 12 mil anos AP. Novamente, segundo a hipótese mais aceita, isto suprimiu a formação de água profunda, interrompeu a circulação termohalina do Atlântico, e cessou o suprimento de calor para o hemisfério norte. Assim, mesmo durante a deglaciação, um notável re-esfriamento – o *Younger Dryas* – começou nessa época; seu sinal mais forte foi no Atlântico Norte, mas parece ter tido importância global. A cobertura de gelo, ainda extensa, pôde então estabilizar por volta de 11-10 mil anos AP.

O *Younger Dryas* acabou, possivelmente de forma abrupta, ao redor de 11 mil anos AP. Isto pode ter sido causado por forças astronômicas que levaram a verões mais quentes (atingindo seu máximo em torno de 8 mil anos AP), pela volta da circulação termohalina interglacial ou pelo aumento dos gases estufa na atmosfera, dando início às condições interglaciais que temos no presente.

6. MATERIAL E MÉTODOS

6.1. Obtenção dos testemunhos e amostragem

Os dois testemunhos estudados foram coletados por meio de um *piston core* pela PETROBRAS. Os testemunhos foram coletados ao norte da Bacia de Campos, divisa com a Bacia do Espírito Santo, na região do talude (Tabela 1; Figura 5). Estes testemunhos foram escolhidos para o presente trabalho em função da composição e cor dos sedimentos e da bioestratigrafia preliminar com base em foraminíferos planctônicos (presença/ausência de *Globorotalia menardii*), que indicam uma sedimentação majoritariamente contínua e alternância de estágios quentes e frios, respectivamente.

A análise preliminar dos testemunhos se deu no Laboratório de Testemunhos da PETROBRAS, CENPES, na cidade do Rio de Janeiro. Estes foram divididos longitudinalmente e imediatamente descritos para garantir fidelidade às cores originais dos sedimentos. A partir de uma das metades foram realizadas sub-amostragens, com espaçamento aproximado de 5 cm, disponibilizadas para o Laboratório de Paleoceanografia do Atlântico Sul (LaPAS - IO/USP).

O testemunho KF13 compreende os Estágios Isotópicos Marinhos (EIM) 1, 2, 3, 4 e 5 (aproximadamente de 130 mil anos AP até o presente). Nele, foram coletadas 32 amostras para análise da composição da assembléia de cocolitoforídeos. Estas foram escolhidas com base no conteúdo de carbonato nos sedimentos finos, contemplando as maiores variações encontradas (Fernandes, 2010; ver item 6.6). Também foram realizadas análises isotópicas (^{18}O e ^{13}C) em foraminíferos planctônicos em 31 destas amostras.

O testemunho KF14 contém os EIM 1, 6, 7, 8, 9, 10, 11 e 12 (aproximadamente de 450 mil anos AP até o presente). Deste testemunho foram obtidas 145 amostras para análise da composição da assembléia de cocolitoforídeos, retiradas em intervalos de 5 ou 10 cm. Também foram realizadas análises isotópicas (^{18}O e ^{13}C) em foraminíferos planctônicos em 73 amostras escolhidas de acordo com os resultados da magnetometria (ver item 6.2).

Tabela 1. Dados dos testemunhos KF13 e KF14

Testemunho	Latitude	Longitude	Profundidade de lâmina d'água	Recuperação de sedimentos	Navio	Ano de coleta
KF13	20°02'24"S	38°59'24"O	1774 m	392 cm	Ultratec	1999
KF14	20°01'12"S	39°16'48"O	1671 m	1621 cm	Explorer	2005

6.2. Magnetometria

Para o testemunho KF14, a PETROBRAS disponibilizou dados de magnetometria (ou susceptibilidade magnética) em amostras regularmente distribuídas.

Os valores magnetométricos correspondem à medida do grau com que uma substância perturba um campo magnético conhecido e é uma função da concentração e tipos dos minerais magnéticos de uma amostra (Begét *et al.*, 1990). A variação do conteúdo de minerais magnéticos estaria ligado ao aporte de sedimentos de origem continental, originados da desembocadura de rios ou de transporte por ventos. A curva da variação da magnetometria frequentemente possui uma boa correlação com a razão de isótopos de oxigênio. Segundo Kukla *et al.* (1988), a diferença entre os picos das duas curvas, quando existentes, chegam até 5 mil anos em sedimentos da China. Por causa destas propriedades, a curva de magnetometria foi utilizada neste trabalho para auxiliar na escolha das profundidades amostradas para análise isotópica (item 6.4).

6.3. Datações por ^{14}C

Para cada testemunho, foram selecionadas duas amostras para datação radiométrica por ^{14}C , com base na curva de teor de carbonato. Para o testemunho KF13 foram selecionadas as profundidades 0 e 50 cm; para o testemunho KF14 foram selecionadas as profundidades 0 e 75 cm. As amostras selecionadas são próximas ao topo dos testemunhos para garantir que se encontram dentro do limite de confiabilidade do método de datação por ^{14}C (± 40 mil anos), tendo-se como referência adicional a bioestratigrafia preliminar com *Globorotalia menardii*.

Em cada amostra, foram selecionadas 120 testas do foraminífero planctônico *Globigerinoides ruber* (fração $> 150 \mu\text{m}$) para análise. Após a triagem ao microscópio estereoscópico, os indivíduos foram lavados em ultrassom.

As datações foram realizadas pelo *National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometer Facility* (NOSAMS) do *Woods Hole Oceanographic Institution* (WHOI), EUA. Os resultados foram corrigidos para o efeito reservatório e calibrados para anos-

calendário através do *Calib Radiocarbon Calibration Program* (Stuiver & Reimer, 1993). A idade reservatório e o ΔR para a região dos testemunhos foram obtidos pelo programa *Marine Reservoir Database* (<http://calib.qub.ac.uk/marine>). O efeito reservatório deve-se ao fato de que os foraminíferos têm como fonte de carbono o reservatório oceânico, e não o atmosférico. Devido à irregularidade das taxas de trocas de CO_2 entre oceano e atmosfera e à mistura de águas mais superficiais (carbono mais recente) com águas mais profundas (carbono mais antigo), as datações radiocarbônicas realizadas neste tipo de material devem ser localmente corrigidas. Para a região de estudo, o efeito reservatório é de 350 anos e o ΔR 38 ± 40 .

6.4. Análise de isótopos estáveis de Oxigênio e Carbono

Para o testemunho KF13 foram realizadas análises isotópicas (^{18}O e ^{13}C) em 31 amostras; para o testemunho KF14, em 73 amostras. As análises foram realizadas no *Mass Spectrometry Laboratory* da *University of California* (Santa Cruz, EUA), com equipamento *Dual Inlet Isotope Ratio*. Em cada amostra retirada dos testemunhos foram selecionadas aproximadamente cinco testas de *Globigerinoides ruber* (morfortipo *whyte*) (fração $> 150 \mu\text{m}$). Essa espécie é considerada a mais bem sucedida em águas tropicais do Oceano Atlântico, em termos de abundância e distribuição (Tolderlund & Bé, 1971), e é dominante em ambos os testemunhos, com pequenas variações (Iwai, 2010).

A precisão das análises do padrão de carbonato do *National Bureau of Standards* NBS-19 é $\pm 0,07$ para $\delta^{18}\text{O}$. Os valores da razão isotópica de oxigênio e carbono são expressos em partes por mil (‰). O padrão para isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos é o *Vienna Pee Dee Belemnite*.

6.5. Modelos de idade

Os modelos de idade construídos para os testemunhos KF13 e KF14 foram apresentados por Iwai (2010) e utilizados nesta tese para situar os eventos detectados pela análise das assembleias de cocolitoforídeos no Quaternário tardio. Na construção destes modelos foram empregadas as datações radiométricas e as razões isotópicas de oxigênio, conforme se segue.

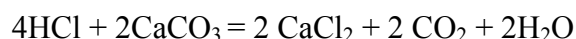
As idades obtidas nas datações por ^{14}C e ajustadas para anos-calendário foram utilizadas como pontos de controle para definição dos modelos de idade através do programa *Analyseries 2.0* (Paillard *et al.*, 1996). Nele, foram correlacionadas as curvas de isótopos de oxigênio em *Globigerinoides ruber* (*whyte*) dos testemunhos com a

curva padrão de razão isotópica de Lisiecki & Raymo (2005) (LR04). Além dos pontos de controle, são adicionados pontos de correlação visual; o programa então calcula o coeficiente de correlação entre as curvas. A curva LR04 foi utilizada como referência por possuir um maior número de medidas individuais do que outras frequentemente usadas, resultando numa melhor proporção na razão sinal/ruído. A curva padrão LR04 é baseada em 38 mil medidas individuais de $\delta^{18}\text{O}$ em foraminíferos bentônicos em 57 pontos.

6.6. Análise do teor de CaCO_3

A análise do teor de carbonatos nos sedimentos finos foi realizada por Fernandes (2010), no LaPAS, e seus resultados foram aplicados nesta tese em comparação aos dados de cocolitoforídeos, por serem um grupo muito importante na exportação de carbonatos para o fundo marinho. Esta análise envolveu 44 amostras do testemunho KF13 e 95 amostras do KF14. A metodologia empregada é apresentada a seguir.

Foram utilizados 1-2 g de sedimento seco da fração $< 63 \mu\text{m}$ para cada amostra, pesados em balança analítica de 0,0001 g de precisão (peso inicial). O conteúdo de carbonato nestas amostras foi quantificado através da digestão ácida destes sedimentos com HCl (15 mL, diluído a 10%), realizada em capela. Este ácido reage com os carbonatos de acordo com a equação abaixo (descrita para carbonato de cálcio, o carbonato mais comum nos sedimentos marinhos):



Durante o andamento da reação, uma efervescência típica é observada, oriunda da liberação do CO_2 . Quando esta não foi mais observada, considerou-se que a reação havia chegado ao fim.

Após a digestão ácida, as amostras foram lavadas várias vezes para eliminar possíveis resíduos de HCl e CaCl_2 , e secas em estufa à 60°C . As amostras foram novamente pesadas (peso final) a fim de avaliar o conteúdo de carbonato, conforme se segue:

$$\% \text{ carbonatos} = \frac{\text{peso inicial} - \text{peso final}}{\text{peso inicial}} \times 100$$

6.7. Preparação das amostras para análise micropaleontológica

No testemunho KF13 foram coletadas 32 amostras para análise da composição da assembléia de cocolitoforídeos; no testemunho KF14, 145 amostras. As amostras selecionadas foram preparadas para análise no LaPAS e no Laboratório de Microfósseis Calcários (UFRGS). Neste trabalho optou-se por utilizar a recente metodologia proposta por Koch & Young (2007) para a preparação das amostras para análise da assembléia de cocolitoforídeos ao microscópio óptico. Embora ainda não seja largamente utilizada, ela foi considerada mais vantajosa que outros métodos mais conhecidos, como a técnica usual da PETROBRAS (Antunes, 1997) e a decantação aleatória (Flores & Sierro, 1997). Isto porque ela é bastante rápida e de fácil execução (importante quando se trabalha com um grande número de amostras) e por permitir a estimativa da abundância absoluta de cocólitos. Por ser ainda pouco conhecida, a metodologia está detalhadamente descrita a seguir.

1°. Os sedimentos devem ser secos em estufa. No caso deste estudo, as amostras foram antes lavadas e peneiradas em malha de 63 μm e só então secas em estufa a 50°C. A fração > 63 μm foi utilizada para a análise de foraminíferos e a < 63 μm , para o estudo de cocolitoforídeos.

2°. Deve-se obter cerca de 0,1-0,2 g de sedimento seco, utilizando-se uma microbalança com precisão de três casas decimais. Neste estudo, esta pequena amostra foi então desagregada com o auxílio de um gral e pistilo. O sedimento pesado é transferido para um frasco, onde são adicionados 10 ml de água tamponada, e então agitado. É imprescindível que o sedimento fique totalmente desagregado.

3°. Calcula-se o volume de suspensão que contenha 0,008 g de sedimento e, depois de agitar o frasco fortemente, usa-se uma micropipeta para transferir este volume para um segundo frasco ($0,08/\text{peso de sedimento seco} \times 1000 = \text{ml de suspensão para o segundo frasco}$). Adiciona-se 10 ml de água tamponada ao segundo frasco e agita-se.

Obs: O valor 0,008 g foi considerado ideal pelos autores para sedimentos ricos em argila.

4°. Imediatamente, pipeta-se 100 μl desta segunda solução e deposita-se sobre uma lamínula, cobrindo toda sua superfície. Esta é seca utilizando-se uma placa aquecedora.

5°. As lâminas foram montadas aplicando Bálsamo do Canadá.

Como o peso do sedimento transferido para a lâmina é conhecido, as contagens de cocólitos por campo de visão (CV) ao microscópio podem ser convertidas em números de cocólitos por grama de sedimento, conforme segue:

$$\text{Número cocólitos/g de sedimento seco} = \frac{A \times N}{f \times n \times W},$$

onde A = área da lamínula; N = número de cocólitos contados; f = área de um CV; n = número de CVs contados; W = peso de sedimento na lamínula.

Para testar a confiabilidade do método, os autores prepararam 18 amostras de um testemunho do Quaternário tardio duas vezes e realizaram as contagens: em cada lâmina, 50 CV foram analisados randomicamente e pelo menos 200 cocólitos contados. A comparação entre as abundâncias das amostras duplicadas mostrou um coeficiente de correlação de 0,9432 (Figura 12), demonstrando que o método apresenta margem de erro mínima para o cálculo da abundância absoluta de cocólitos.

6.8. Análise microscópica

As lâminas foram examinadas ao microscópio óptico, com aumento de 1000×, no Laboratório de Microfósseis Calcários. Para cada amostra, foram contados 300 cocólitos, excetuando-se os de *Florisphaera profunda*. Estes foram contados em paralelo por serem frequentemente muito abundantes em sedimentos quaternários. A contagem de 300 cocólitos foi considerada significativa por Roth (1994), permitindo que mesmo táxons bastante escassos (1 a 2% da assembléia total) fossem detectados, considerando um intervalo de confiança de 90-95%. Assim, acredita-se que todas as espécies relevantes para a análise paleoceanográfica foram amostradas. Além de cocolitoforídeos, *Thoracosphaera* spp. (dinoflagelado calcário) e espículas de ascídia foram também quantificados.

A identificação das espécies foi auxiliada pelo guia ilustrado de nanofósseis calcários do Quaternário de Antunes (2007). Para *Calcidiscus leptoporus* e *Coccolithus pelagicus* as propostas de Renaud *et al.* (2002) e Parente *et al.* (2004), respectivamente, foram adotadas. No testemunho KF14, buscou-se ainda classificar *Gephyrocapsa* spp. de acordo com Bollmann (1997).

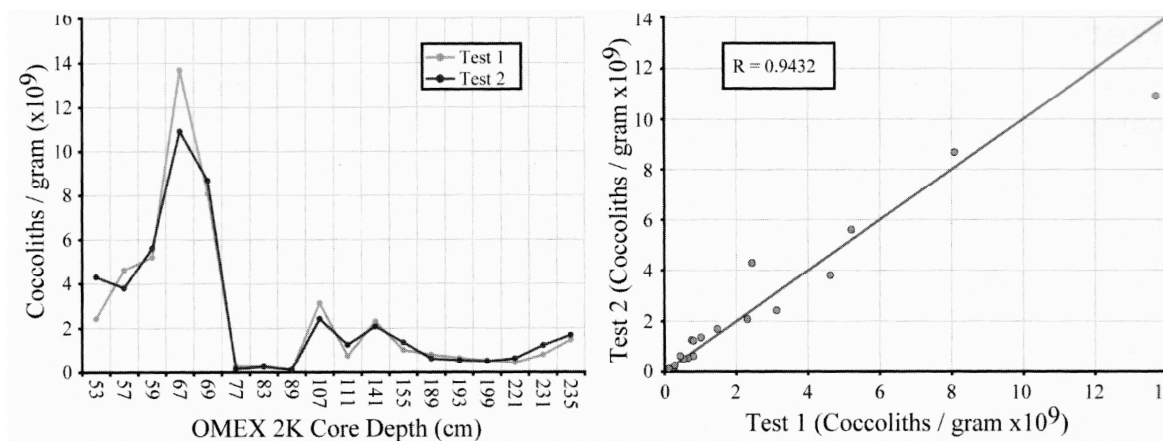


Figura 12. Comparação de abundâncias de cocólitos em amostras duplicadas do testemunho OMEX 2K. À esquerda: comparação das variações da abundância ao longo do testemunho; à direita: gráfico das contagens cruzadas das duas séries, com dispersão mínima ($R=0,9432$) (retirado de Koch & Young, 2007).

As espécies mais importantes para a reconstituição paleoceanográfica foram fotografadas com câmera digital, ao microscópio óptico (aumento de 1200×), no LaPAS.

6.9. Análises paleoceanográficas

Para avaliar a paleoprodutividade primária, influenciada pela profundidade da termoclina/nutriclina, a variação da porcentagem de *Florisphaera profunda* ao longo dos testemunhos foi observada. Esta espécie, diferente das demais, habita a zona fótica inferior, onde há menos luz e mais nutrientes. Portanto, altas abundâncias relativas de *F. profunda* estão associadas a uma nutriclina profunda, e vice-versa (Molfino & McIntyre, 1990).

Com o mesmo objetivo, Flores *et al.* (2000) propuseram a chamada Taxa N (TN), representada pela razão entre a abundância absoluta de “reticulofenestrídeos” (*Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. - indicadores de alto conteúdo de nutrientes) e de reticulofenestrídeos e *Florisphaera profunda* (habitante da zona fótica inferior):

$$TN = \frac{[Gephyrocapsa \text{ spp. e } E. huxleyi]}{[Gephyrocapsa \text{ spp. e } E. huxleyi] + [F. profunda]}$$

Já as paleotemperaturas médias (TM) das águas superficiais podem ser estimadas a partir das porcentagens de três morfotipos de *Gephyrocapsa* spp.

(Bollmann, 1997). A partir de amostras holocênicas do oceano global, Bollmann *et al.* (2002) propuseram um modelo de regressão, com um erro padrão comparável ao de estimativas de temperatura derivadas de transferências de função baseadas em foraminíferos planctônicos:

$$TM = 19,4336 + (0,1161 \times \% GE) + (- 0,0560 \times \% GC) + (0,0806 \times \% GO)$$

onde: GE = *Gephyrocapsa* “equatorial”

GC = *Gephyrocapsa* “cold”

GO = *Gephyrocapsa* “oligotrophic”

No entanto, pela inexistência de um banco de dados específico para o Atlântico Oeste, optou-se pela interpretação apenas qualitativa destes dados, escolha também observada em outros estudos (*eg.* Takahashi & Okada, 2001).

Para verificar a possível dissolução preferencial de cocolitoforídeos foi utilizado o Índice de Dissolução de Cocólitos (IDC) conforme Boeckel & Baumann (2004). O IDC compara a ocorrência de cocólitos pequenos e delicados (portanto mais suscetíveis à dissolução, como *Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa* “pequena”) com a ocorrência de cocólitos robustos (como *Calcidiscus leptoporus*). O cálculo é realizado como se segue:

$$IDC = \frac{\% E. huxleyi + \% Gephyrocapsa \text{ “pequena”}^*}{\% E. huxleyi + \% Gephyrocapsa \text{ “pequena”} + \% C. leptoporus}$$

* seguindo a nomenclatura de Bollman (1997), esse morfotipo corresponde a *Gephyrocapsa* “minute”.

O índice varia de zero a um, sendo o valor máximo indicativo de uma excelente preservação da assembleia de cocolitoforídeos.

A diversidade dos táxons ao longo do tempo foi avaliada pelo índice de Shannon, conforme a equação abaixo:

$$H = - \sum \frac{n_i}{N} \cdot \ln \cdot \frac{n_i}{N}$$

onde: ni = número de cocólitos de cada espécie

N = número total de cocólitos

6.10. Análises estatísticas

Para algumas análises estatísticas, as abundâncias de *Gephyrocapsa* spp. e *Emiliana huxleyi* foram agrupadas. Estes dois grupos de espécies se substituem ao longo do tempo, ocupando aproximadamente o mesmo nicho ecológico. Portanto, considerá-las como um só grupo foi necessário para detectar padrões de mudança relacionados ao clima. As análises foram realizadas com o software Multiv (<http://ecoqua.ecologia.ufrgs.br/ecoqua/main.html>), que permite o cálculo de P , e os gráficos foram produzidos no programa PAST 2.05 (PAleontological STatistics) (Hammer *et al.*, 2001).

Ordenações no testemunho KF13: a matriz de dados, composta pelas abundâncias absolutas das espécies para cada nível de profundidade foi transformada por raiz quadrada (dando mais peso para a composição de espécies do que para a abundância). A dissimilaridade entre as unidades amostrais foi medida por distância euclidiana. A ordenação dos dados foi efetuada através da técnica de análise de coordenadas principais; a significância dos eixos foi avaliada por auto-reamostragem, aplicando-se 1000 iterações, com $\alpha=0,1$ (Pillar, 1999). Também foi realizada uma ordenação utilizando-se como matriz de dados as porcentagens das espécies para cada nível de profundidade.

Ordenações no testemunho KF14: como neste testemunho não foi possível quantificar 300 cocólitos em todas as amostras analisadas, preferiu-se transformar as abundâncias absolutas das espécies para cada nível de profundidade através do reescalonamento em 20 classes, dentro de unidades amostrais. Assim, mesmo as amostras muito pobres em cocólitos foram incluídas na análise, compondo a “classe 1”. O restante da matriz de dados foi composta pelas porcentagens das espécies para cada nível de profundidade. Também foi realizada uma ordenação utilizando-se como matriz de dados apenas as porcentagens das espécies para cada nível de profundidade, transformada por raiz quadrada. O restante das ordenações foi desenvolvida conforme a anterior.

Comparação entre grupos (testemunhos KF13 e KF14): a partir da matriz de dados originais, composta das abundâncias relativas das espécies para cada nível de profundidade, a dissimilaridade entre unidades amostrais foi medida através de distância euclidiana. As unidades amostrais foram agrupadas de acordo com os limites dos estágios isotópicos, conforme Lisiecki & Raymo (2005). Após, a estatística soma de quadrados foi utilizada como critério para um teste de aleatorização para comparação

multivariada de grupos (Pillar & Orlóci, 1996), com 10000 permutações. A hipótese nula submetida ao teste pressupunha que os grupos não diferiam entre si, e foi recusada sempre que $P(Qb^0 \geq Qb)$ foi menor ou igual a $\alpha = 0,05$.

Adicionalmente, as espécies que ocorreram em pelo menos $\frac{1}{3}$ das unidades amostrais nos testemunhos, com abundância relativa de 1% ou mais em ao menos um nível de profundidade, foram selecionadas e submetidas ao mesmo procedimento estatístico.

Correlação entre variáveis (testemunhos KF13 e KF14): foram calculadas as correlações entre as seguintes variáveis (a significância foi avaliada por auto-reamostragem, aplicando-se 1000 iterações, com $\alpha=0,01$): $\delta^{13}C$ e taxa N; abundância absoluta de cocólitos e conteúdo de $CaCO_3$ nos sedimentos; taxa N e abundância de espículas de ascídias.

7. RESULTADOS

7.1. O testemunho KF13

➤ 7.1.1. Descrição do testemunho

O testemunho KF13 apresenta sedimentos holocênicos e pleistocênicos; visualmente, a sedimentação parece contínua e relativamente homogênea. O testemunho é constituído principalmente por margas e lamas apresentando também um intervalo contendo vaza de foraminíferos e cocolitofórideos na sua base (Figura 13). As margas possuem conteúdo de carbonato entre 45 e 60%; lamas ricas em carbonato possuem conteúdo de carbonato entre 30 e 45%; e lamas siliciclásticas possuem conteúdo de carbonato entre 10 e 15%.

➤ 7.1.2. Datações por ^{14}C

A Tabela 2 apresenta as idades de ^{14}C obtidas nas amostras selecionadas e as idades-calendário calculadas após correção para o efeito-reservatório. A amostra de topo data de aproximadamente 2440 anos calendário AP, evidenciando a perda do topo do testemunho, provavelmente durante a coleta com pistão.

O programa utilizado para o cálculo das idades calendário disponibiliza uma faixa de idade, dentro de uma curva não-normal (Figura 14), associada a uma probabilidade. Para a profundidade de zero cm, a probabilidade de que a idade verdadeira encontre-se na faixa entre 2330-2614 é de 0,97055; para a profundidade de 50 cm, a probabilidade de que a idade verdadeira encontre-se na faixa entre 10244-10511 é de 1. A idade calendário utilizada corresponde ao pico destas curvas.

Tabela 2. Datações de radiocarbono e respectivas estimativas de idades calendário para o testemunho KF13.

Profundi- dade (cm)	Idade ^{14}C (anos)	Erro (anos ^{14}C)	Idade ^{14}C corrigida pelo efeito reservatório	Intervalo confiável de idade calendário	Idade calendário utilizada
0	2780	20	2430	2330-2614	2.440
50	9570	35	9220	10244-10511	10.410

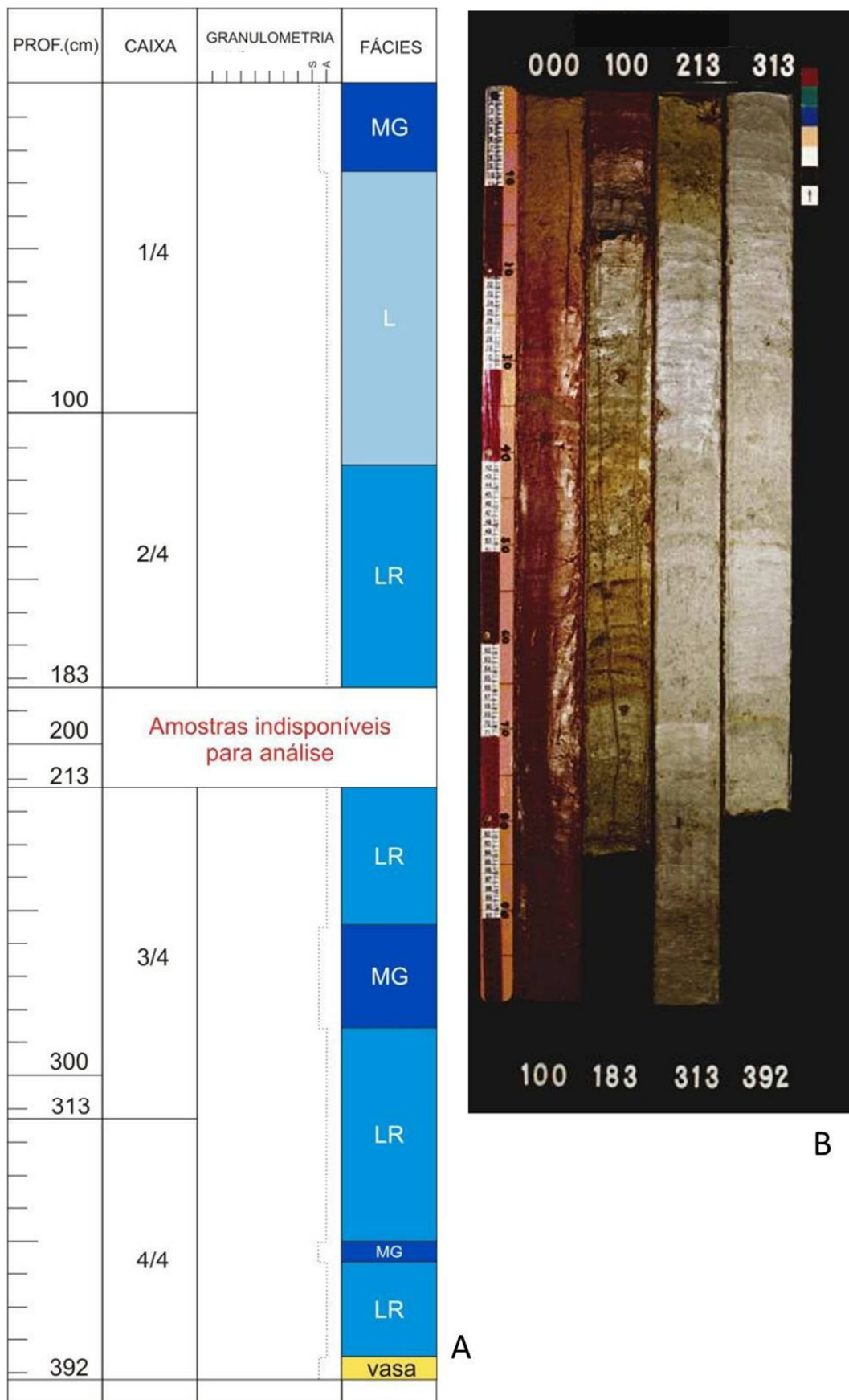


Figura 13. A) Descrição do testemunho KF13, em escala 1:20. Fácies: MG – margas; L – lama siliciclástica; LR – lama rica em carbonato. Granulometria: S – silte; A – argila; B) Foto do testemunho KF13.

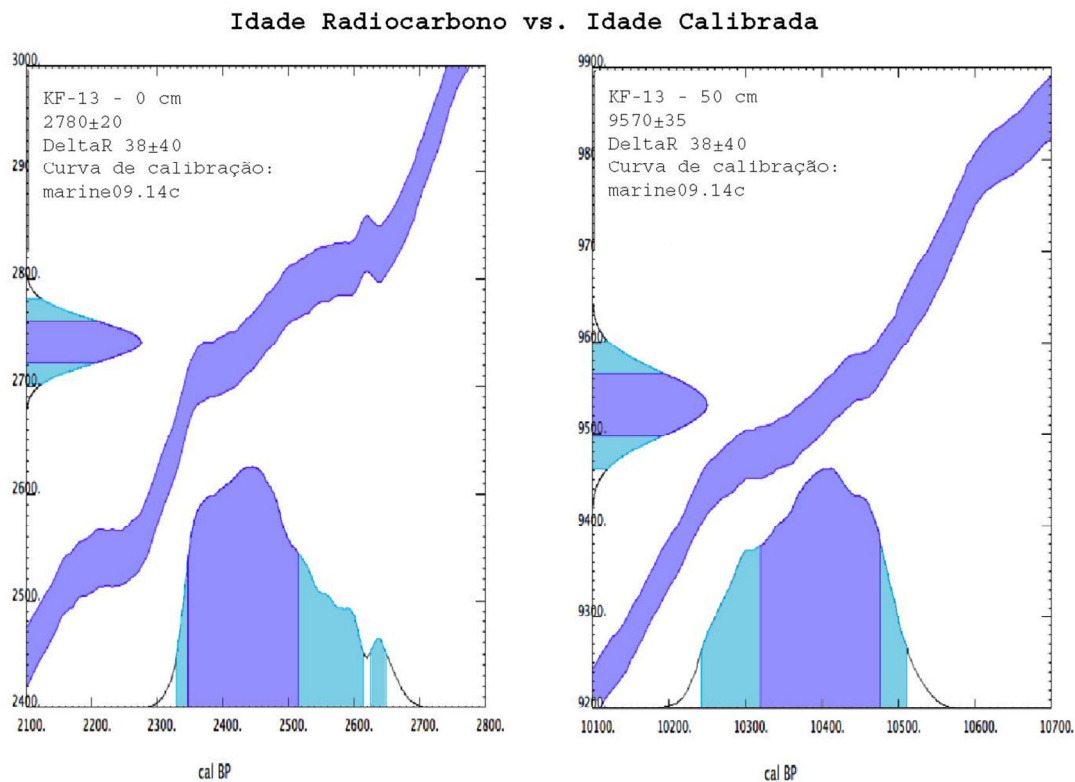


Figura 14. Gráfico de calibração de idades para o testemunho KF13. À esquerda é apresentado o gráfico de calibração para a profundidade de 0 cm; à direita, o gráfico para a profundidade de 50 cm. No eixo y é apresentada a distribuição normal da datação convencional de radiocarbônico e no eixo x, a distribuição da datação calibrada. Gráficos gerados pelo *Calib Radiocarbon Calibration Program*. Retirado de Iwai (2010).

➤ 7.1.3. Isótopos estáveis de Oxigênio e Carbono

Os valores da razão isotópica de oxigênio (Figura 15) variaram de 0,44‰ (130 cm) a -1,28‰ (0 cm). Da base do testemunho até aproximadamente 230 cm, os valores são negativos e relativamente constantes, estando relacionados a um intervalo quente, o EIM 5. A partir daí, os valores vão tornando-se positivos, estando relacionados com intervalos frios, os EIM 4, 3 e 2. No Holoceno, EIM 1, os valores voltam a ser negativos.

Os valores da razão isotópica de carbono (Figura 16) variaram de 2,14‰ (170 cm) a 0,6‰ (50 cm). Ao longo do testemunho, os valores não apresentaram grandes flutuações, com exceção do valor mínimo atingido em 50 cm de profundidade, quando a disponibilidade de nutrientes deveria ser maior.

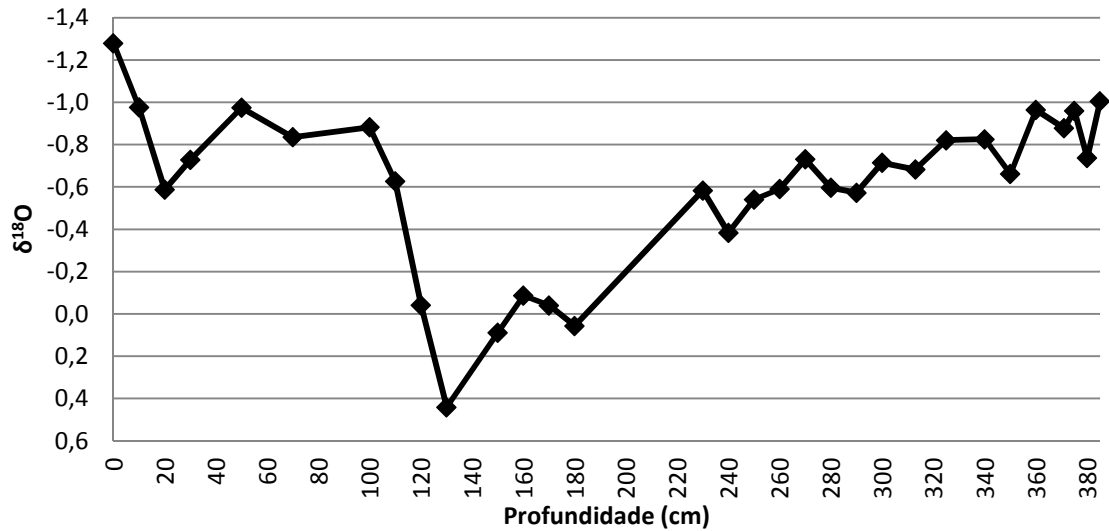


Figura 15. Curva da razão isotópica de oxigênio para o testemunho KF13.

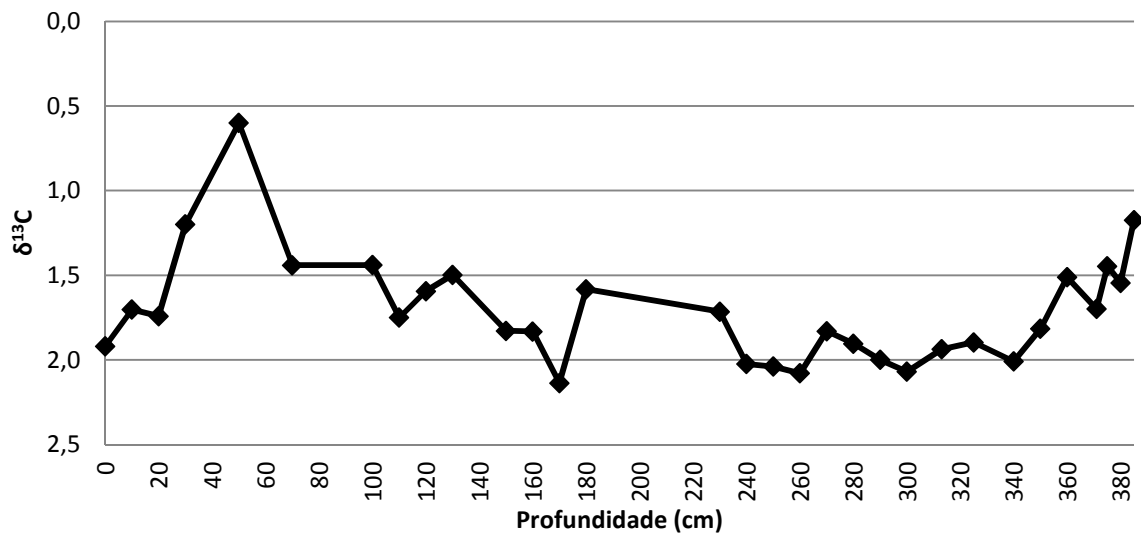


Figura 16. Curva da razão isotópica de carbono para o testemunho KF13.

➤ 7.1.4. Modelo de idade

Para obter-se o modelo de idade, Iwai (2010) buscou correlacionar a curva isotópica de Oxigênio obtida para o testemunho KF13 com a curva padrão LR04 através do programa *Analyseries 2.0*. Para isso, as idades-calendário obtidas por ^{14}C foram utilizadas como pontos de controle, e foram adicionados mais dois pontos de correlação visual; com isso, obteve-se um coeficiente de correlação de 0,870964 entre as curvas, chegando-se a conclusão de que a base do testemunho KF13 atinge 130 mil anos (Figura 17). A partir destas idades, foram calculadas as taxas de sedimentação para o testemunho.

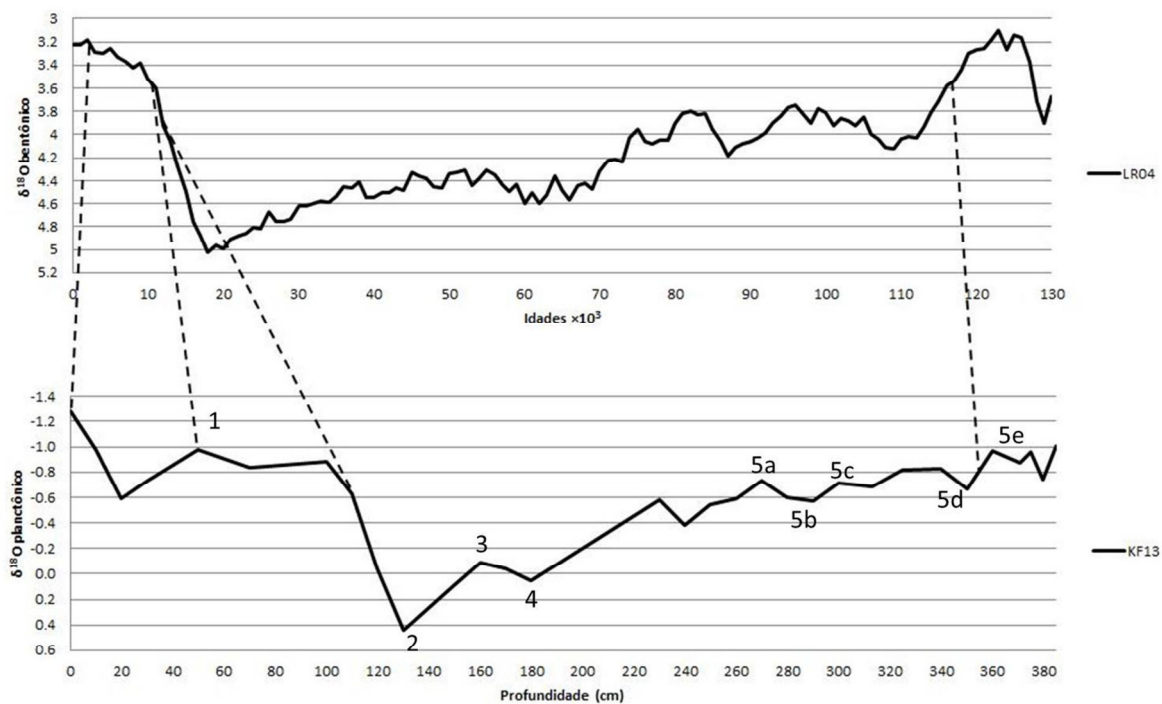


Figura 17. Modelo de idade para o testemunho KF13, a partir de correlação com a curva padrão LR04, com indicação dos Estágios Isotópicos Marinhos [a partir de Iwai (2010)].

As taxas de sedimentação variaram de 2,3 a 24,4 cm/ky (Figura 18). Durante os EIMs 5, 4, 3 e parte do 2, as taxas de sedimentação foram muito baixas, flutuando ao redor de 2,3 cm/ky. Entre 15 e 8 mil anos, entretanto, a taxa de sedimentação sobe bruscamente, atingindo seu máximo (24,4 cm/ky). A partir de 8 mil anos, já no EIM 1, as taxas de sedimentação flutuam ao redor de 6,3 cm/ky.

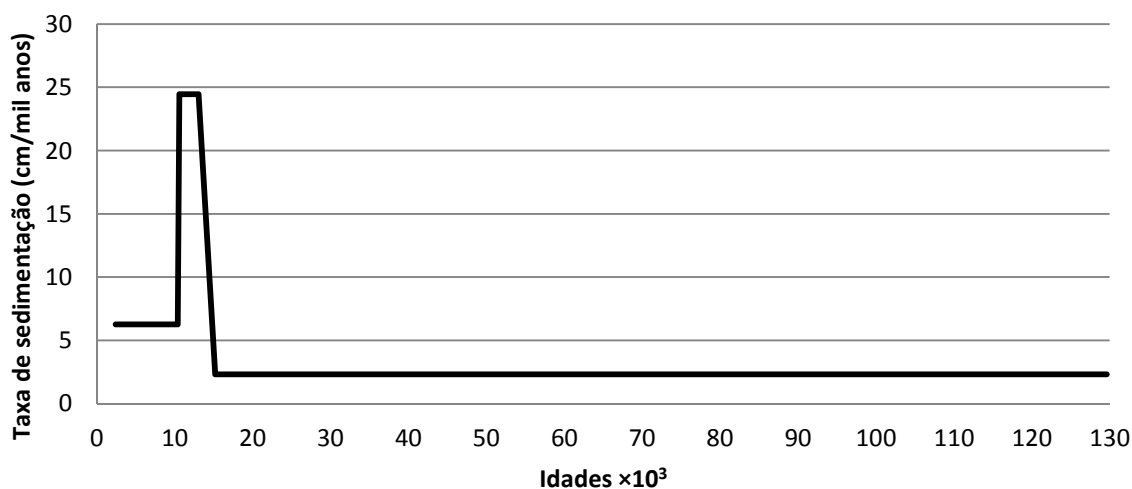


Figura 18. Taxas de sedimentação para o testemunho KF13.

➤ 7.1.5. Teor de CaCO₃

O conteúdo de carbonato encontrado por Fernandes (2010) na fração fina dos sedimentos variou de 11,78 a 59,98%. Foram encontrados picos de carbonato nas idades de 4, 15, 76, 112 e 130 mil anos AP, entremeados por depressões há 12-14, 23-67, 86-108 e 119 mil anos AP (Figura 19). Os períodos de maior conteúdo de carbonato estariam relacionados com períodos quentes; no entanto, este conteúdo não representa a intensidade da variação climática, mas sim a sua ocorrência (Crowley, 1983).

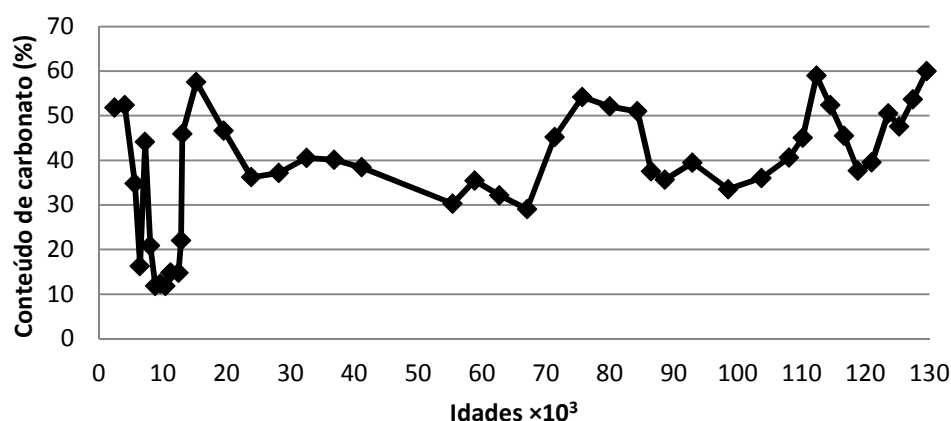


Figura 19. Curva do conteúdo de carbonato do testemunho KF13 [a partir de Fernandes (2010); modelo de idade de Iwai (2010)].

➤ 7.1.6. A sucessão de assembleias de cocolitoforídeos

No total, 36 táxons de cocolitoforídeos foram identificados, além de *Thoracosphaera* spp. e espículas de ascídias (Tabela 3). Fotos dos principais táxons podem ser vistas em “Anexos”. No testemunho KF13, o gênero *Gephyrocapsa* foi dividido em três morfotipos, considerando o diâmetro do cocólito. Fazendo uma correspondência entre estes e os morfotipos de Bollmann (1997), temos: *Gephyrocapsa* “grande” corresponde à “large” e “equatorial”; *Gephyrocapsa* “média” à “equatorial”, “oligotrophic”, “transitional” e “cold”; e *Gephyrocapsa* “pequena” à “minute”.

A abundância absoluta de cocólitos foi maior nos EIMs 1 e 5, atingindo um máximo de $26,4 \times 10^8$; as menores abundâncias foram registradas também no EIM 1, ao redor de 11 mil anos, com uma amostra praticamente estéril (Figura 20).

Baseado na abundância absoluta de cocólitos, o intervalo estudado pode ser dividido em quatro partes:

- Parte I (130 – 125 mil anos): caracterizada por altos valores de abundância absoluta, decrescendo de 24,6 para $18,5 \times 10^8$ cocólitos/g de sedimento seco;

- Parte II (125 – 14 mil anos): caracterizada por várias oscilações na abundância absoluta, com valores na faixa de $14,7$ a $4,9 \times 10^8$ cocólitos/g de sedimento seco;
- Parte III (14 – 6,5 mil anos), caracterizada por valores muito baixos de abundância absoluta, entre $4,2 \times 10^8$ cocólitos/g de sedimento seco a quase estéril;
- Parte IV (6,5 – 2,5 mil anos), caracterizada por altos valores de abundância absoluta, aumentando progressivamente de $18,3$ a $26,4 \times 10^8$ cocólitos/g de sedimento seco.

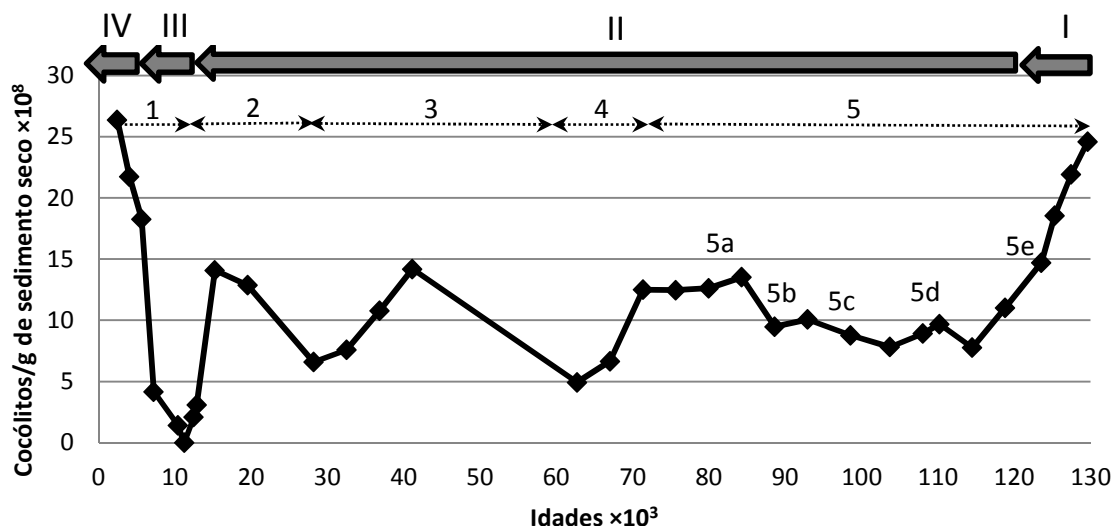


Figura 20. Abundância absoluta total de cocolitoforídeos durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13. EIMs 1 a 5 e Partes I a IV indicados na figura (discussão no texto).

Em todo o intervalo estudado, apenas cinco táxons são responsáveis pelo comportamento da curva de abundância absoluta total de cocolitoforídeos: *Gephyrocapsa* “grande” (máximo: $4,06 \times 10^8$; mínimo: $0,1 \times 10^8$), “média” (máximo: $3,68 \times 10^8$; mínimo: $0,23 \times 10^8$), e “pequena” (máximo: $5,57 \times 10^8$; mínimo: $0,33 \times 10^8$), *Emiliana huxleyi* (máximo: $9,63 \times 10^8$; mínimo: $0,12 \times 10^8$) e *Florisphaera profunda* (máximo: $10,04 \times 10^8$; mínimo: $0,2 \times 10^8$) (Figura 21a). *Gephyrocapsa* e *Emiliana* correspondem ao grupo ecológico dos placolitoformes, conforme Young (1994), sendo considerados táxons oportunistas, adaptados a condições de baixa concentração de nutrientes, porém apresentando um aumento populacional rápido quando esta é aumentada. Já *F. profunda* pertence ao grupo ecológico dos floriformes, habitando a zona fótica inferior, sendo assim beneficiada por uma nutriclina profunda, em detrimento das demais espécies. Possíveis razões para as curvas de abundância absoluta destes táxons serem muito semelhantes apesar de suas preferências ecológicas distintas serão abordadas no capítulo “Discussão”.

Tabela 3. Lista dos táxons identificados nas análises microscópicas do testemunho KF13.

Táxons de coccolitoforídeos (1-36), espículas de ascídias (37) e cistos de dinoflagelados calcários (38)

- 1 *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud, 1935) Deflandre, 1947
- 2 *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman, 1898) Loeblich & Tappan, 1978
- 3 *Calciosolenia murrayi* Murray & Hjort, 1912
- 4 *Ceratolithus cristatus* Kamptner, 1950
- 5 *Ceratolithus simplex* Bukry, 1979
- 6 *Ceratolithus telesmus* Norris, 1965
- 7 *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930
- 8 *Discosphaera tubifer* (Murray & Blackman, 1898) Ostenfeld, 1900
- 9 *Emiliania huxleyi* (Lohmann, 1902) Hay & Molher, 1967
- 10 *Florisphaera profunda* Okada & Honjo, 1973
- 11 *Gephyrocapsa* Kamptner, 1943 – “grande”
- 12 *Gephyrocapsa* Kamptner, 1943 – “média”
- 13 *Gephyrocapsa* Kamptner, 1943 – “pequena”
- 14 *Helicosphaera carteri* (Wallich, 1877) Kamptner, 1954
- 15 *Helicosphaera hyalina* Gaarder, 1970
- 16 *Helicosphaera pavementum* Okada & McIntyre, 1977
- 17 *Helicosphaera sellii* (Bukry & Bramlette, 1969) Jafar & Martini, 1975
- 18 *Helicosphaera wallichii* (Lohman, 1902) Boudreaux & Hay, 1969
- 19 *Holodiscolithus macroporus* (Deflandre, 1954) Roth, 1970
- 20 *Pontosphaera discopora* Schiller, 1925
- 21 *Pontosphaera indooceanica* Cepek, 1973
- 22 *Pontosphaera japonica* (Takayama, 1967) Nishida, 1971
- 23 *Pontosphaera messinae* Bartolini, 1970
- 24 *Pontosphaera* spp. Lohmann, 1902
- 25 *Reticulofenestra minutula* (Gartner, 1967) Haq & Berggren, 1978
- 26 *Rhabdosphaera claviger* Murray & Blackman, 1898
- 27 *Rhabdosphaera stilyfera* Lohmann, 1902
- 28 *Scyphosphaera apsteinii* Lohmann, 1902 f. *apsteinii* Gaarder, 1970
- 29 *Scyphosphaera apsteinii* Lohmann, 1902 f. *dilatata* Gaarder, 1970
- 30 *Scyphosphaera* spp. Lohmann, 1902
- 31 *Syracosphaera histrica* (Kamptner, 1964) Sachs & Skinner, 1973
- 32 *Syracosphaera lamina* Lecal-Schlender, 1951
- 33 *Syracosphaera pulchra* Lohman, 1902
- 34 *Umbellosphaera irregularis* Paasche, 1955
- 35 *Umbilicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse, 1901) Gaarder, 1970 var. *foliosa* Okada & McIntyre, 1977
- 36 *Umbilicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse, 1901) Gaarder, 1970 var. *sibogae* Okada & McIntyre, 1977
- 37 Didemnidae Milne Edwards. 1891
- 38 *Thoracosphaera* spp. Kamptner, 1927

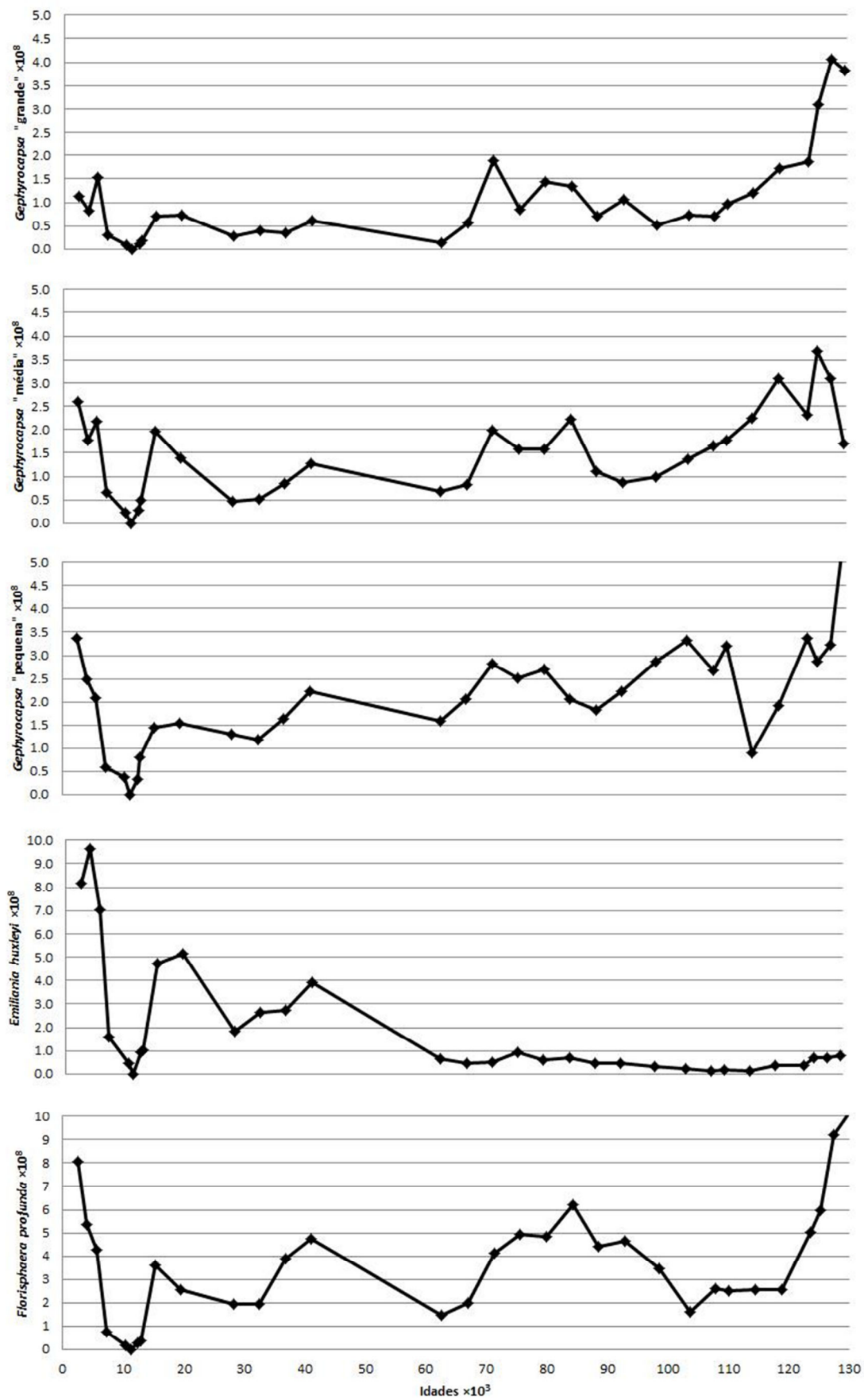


Figura 21a. Abundância absoluta de táxons de cocolitoforóides frequentes durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

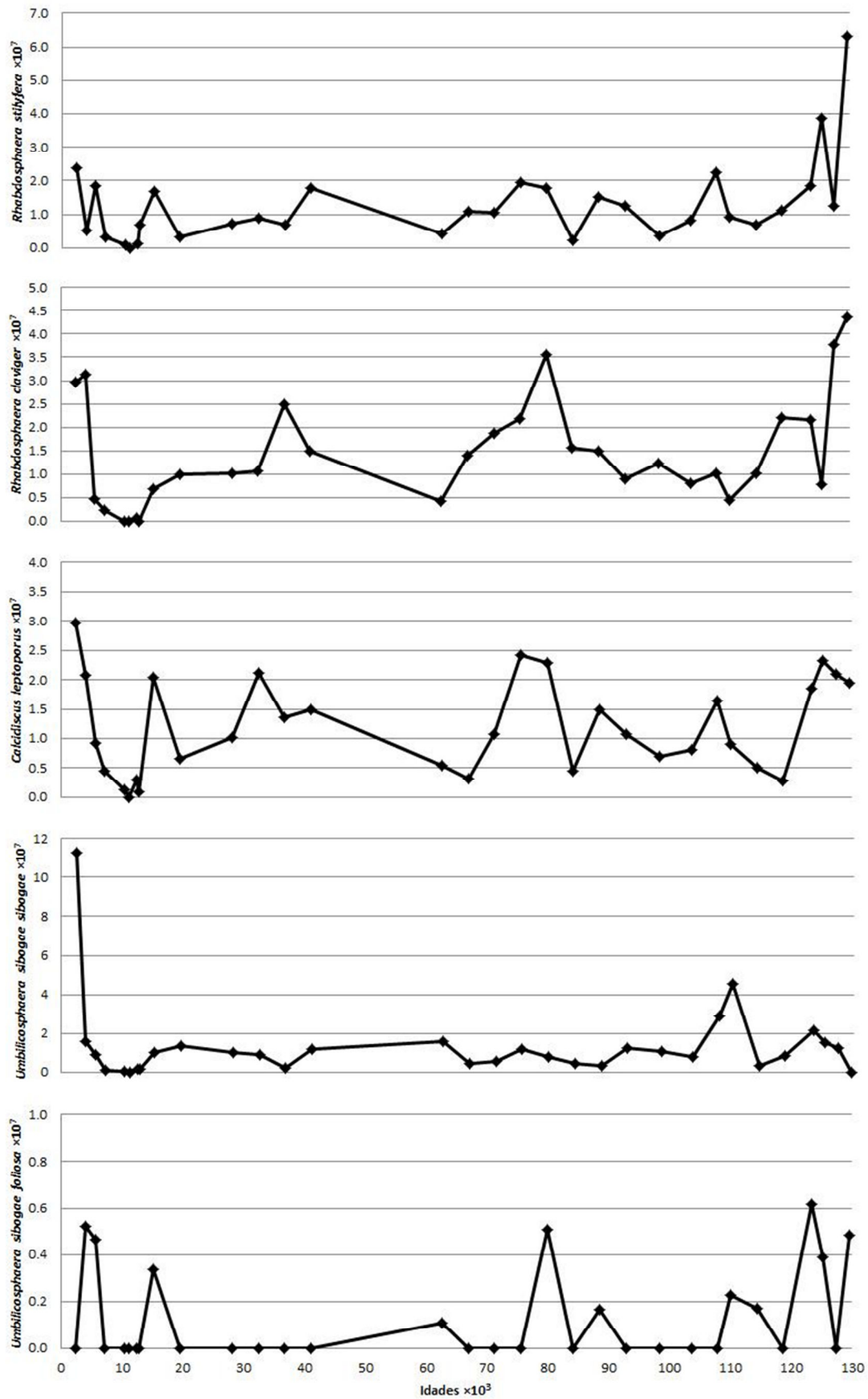


Figura 21b. Abundância absoluta de táxons de coccolitofóreos frequentes durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

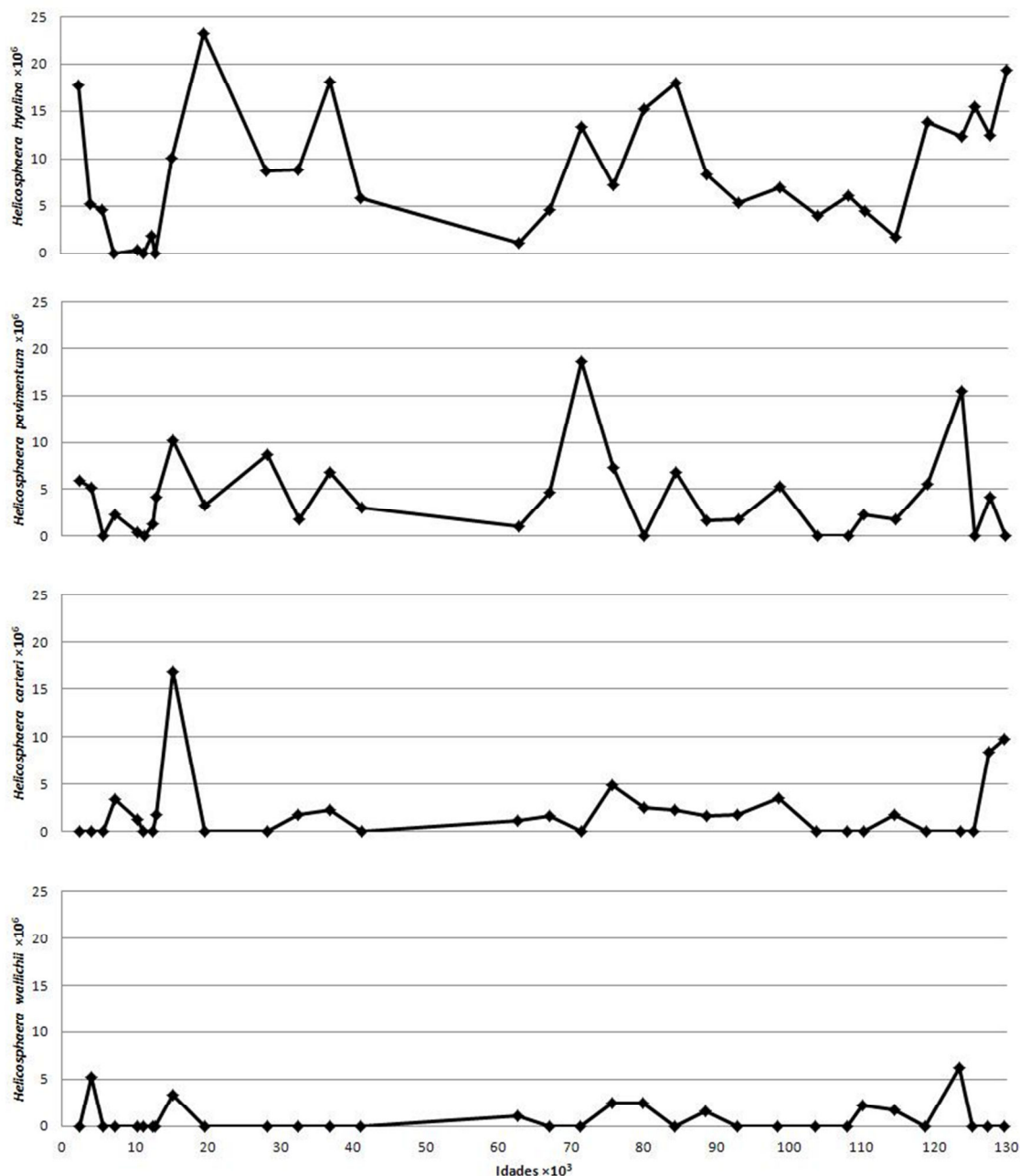


Figura 21c. Abundância absoluta de táxons de cocolitoforídeos frequentes durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13.

Observando a abundância relativa destes táxons (Figura 24a), fica clara a dominância deles sobre os demais. As porcentagens somadas de *Gephyrocapsa* spp. e *Emiliania huxleyi* (que se substituem ao longo do tempo) chegam a 79,27 % (mínimo: 43,08%). Já *Florisphaera profunda* atinge 46,23% (mínimo: 13,03%). Todos os demais táxons totalizam no máximo apenas 13,1%.

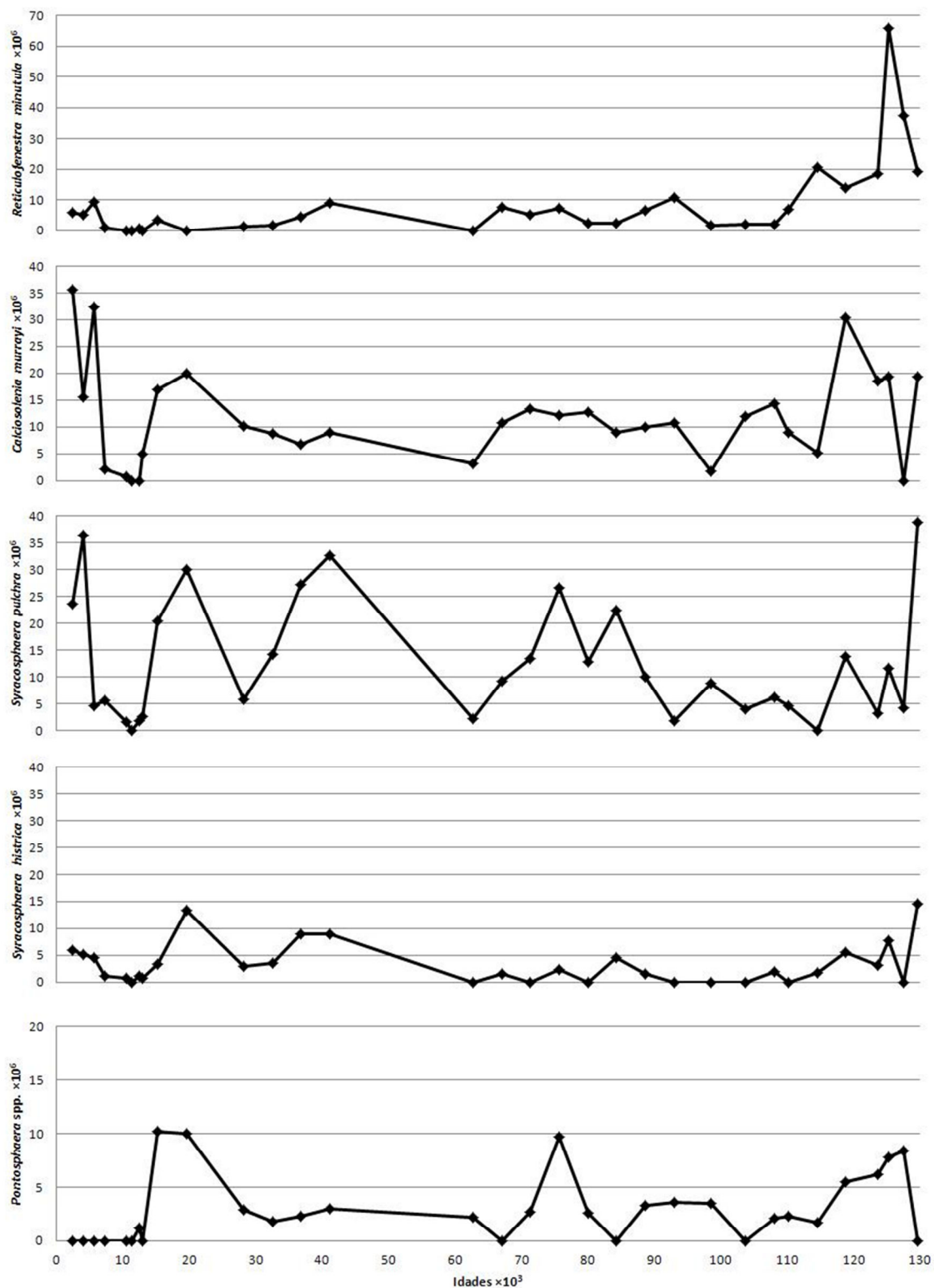


Figura 21d. Abundância absoluta de táxons de coccolitofóreos frequentes durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

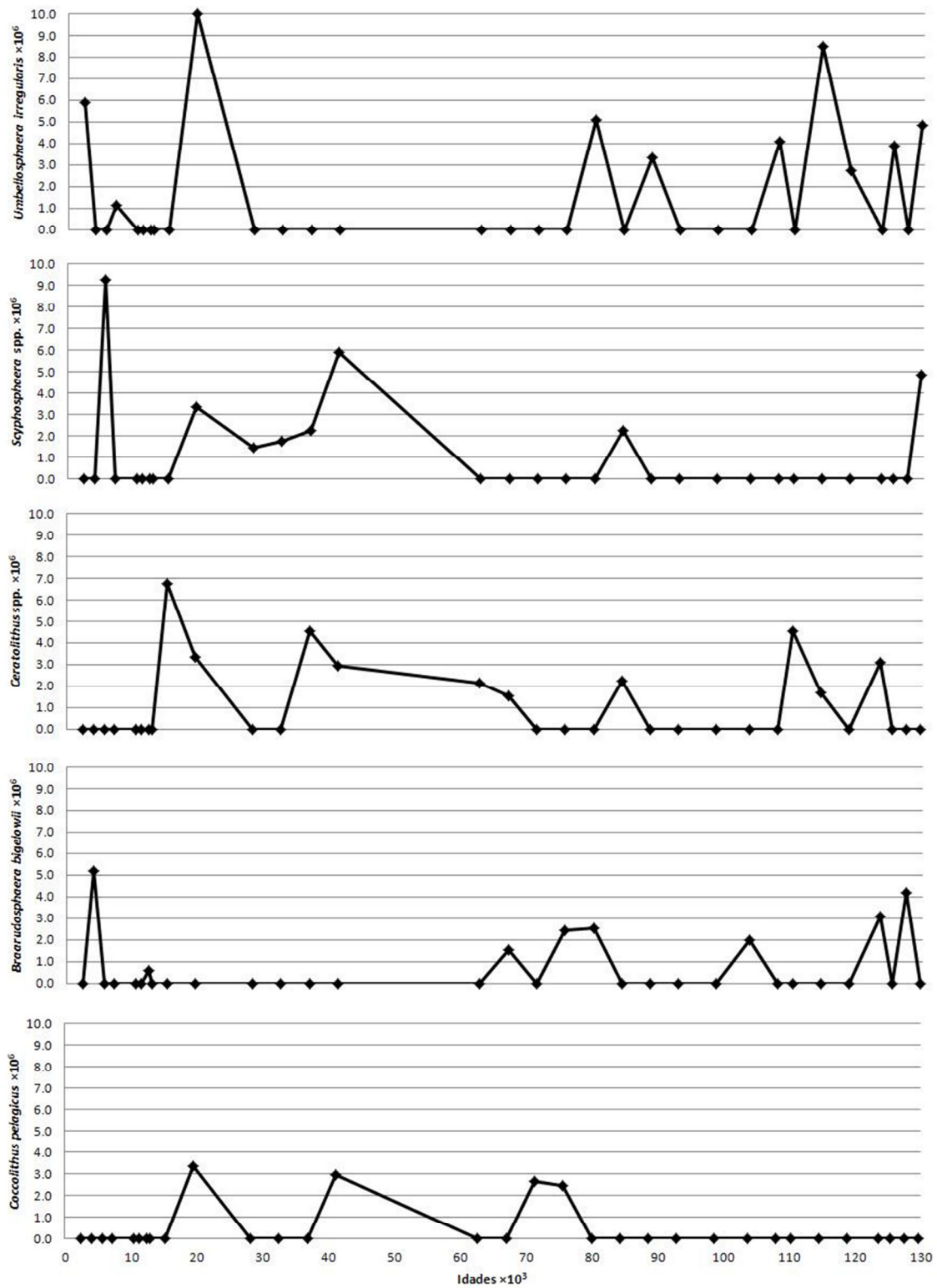


Figura 21e. Abundância absoluta de táxons de cocolitoforídeos frequentes durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13.

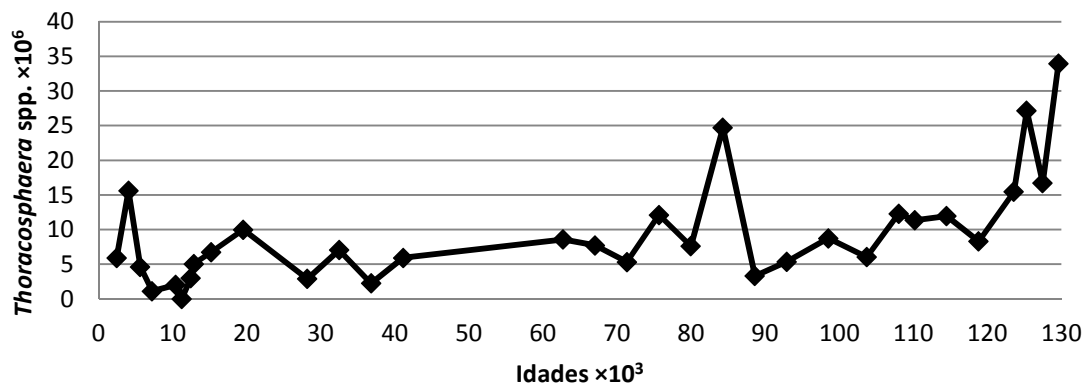


Figura 22. Abundância absoluta de cistos de dinoflagelados calcários durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13.

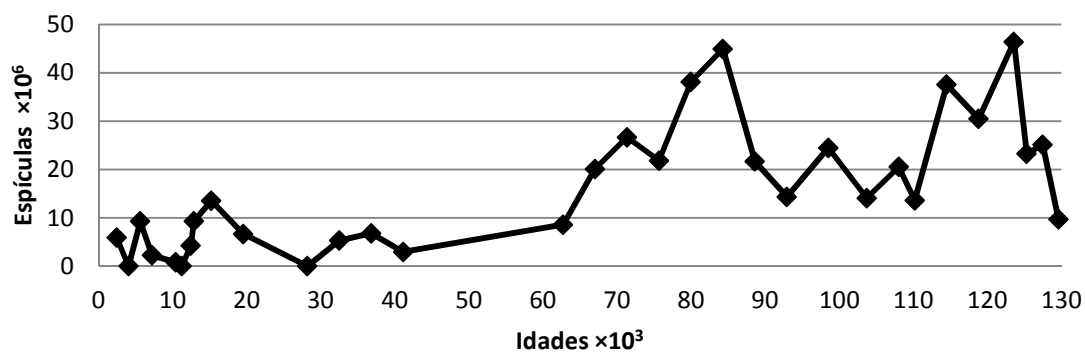


Figura 23. Abundância absoluta de espículas de ascídias durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13.

- Parte I (intervalo de tempo estimado: 130 – 125 mil anos)

Neste intervalo, os táxons com maior abundância absoluta são *Gephyrocapsa* “grande”, “média” e “pequena”, e *Florisphaera profunda* (Figura 21a). Destacam-se também, em proporções menores, *Rhabdosphaera stylifera*, *R. claviger*, *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera hyalina* e *H. carteri* (Figuras 21b e 21c). O gênero de dinoflagelado calcário *Thoracosphaera* também se destaca no intervalo (Figura 22).

Quanto à abundância relativa, *Florisphaera profunda* é o táxon dominante na Parte I, seguido dos morfotipos de *Gephyrocapsa* (Figura 24a). Destaca-se também *Reticulofenestra minutula* (Figuras 24d).

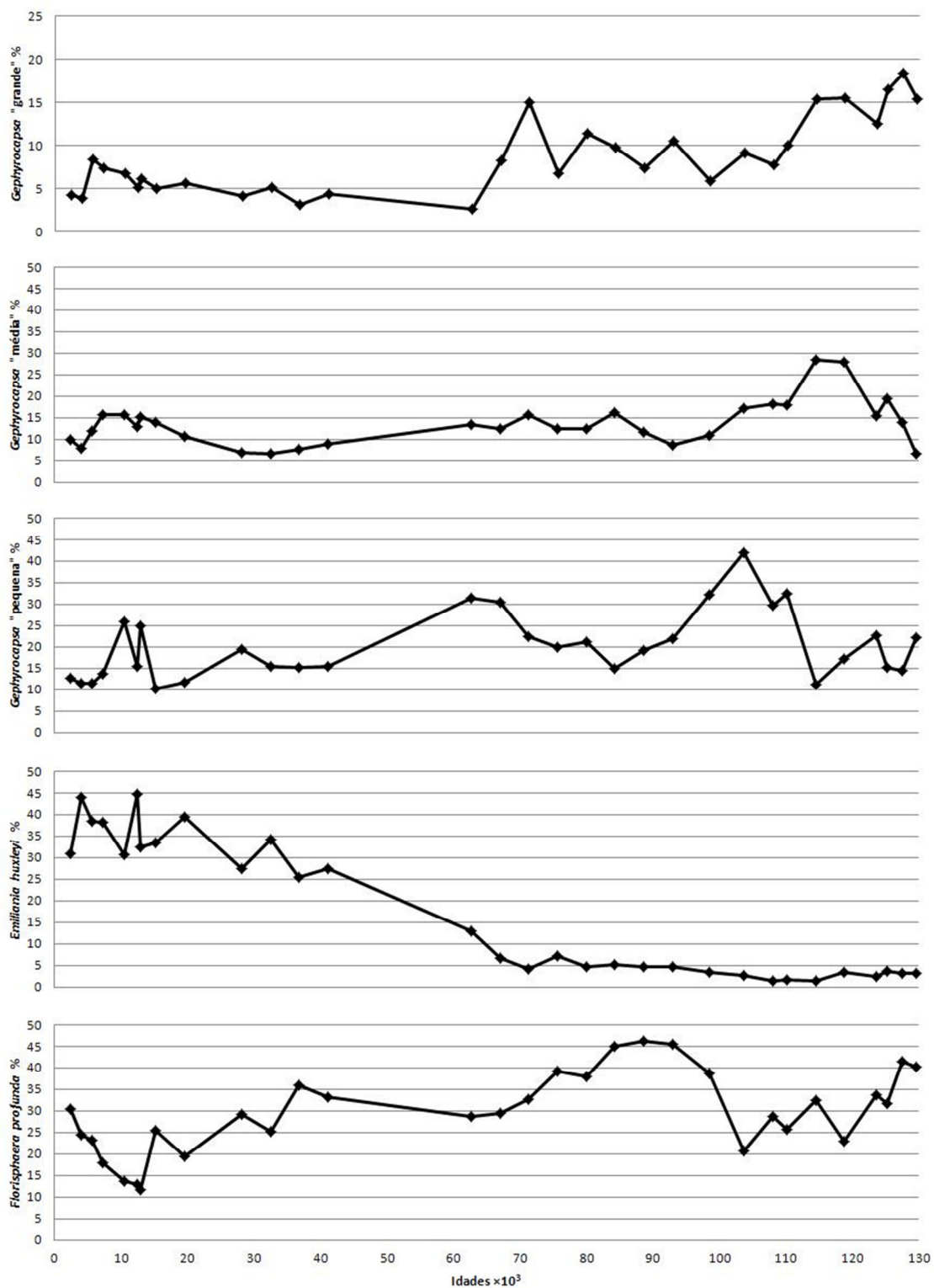


Figura 24a. Abundância relativa (%) dos táxons frequentes de coccolitoforídeos durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

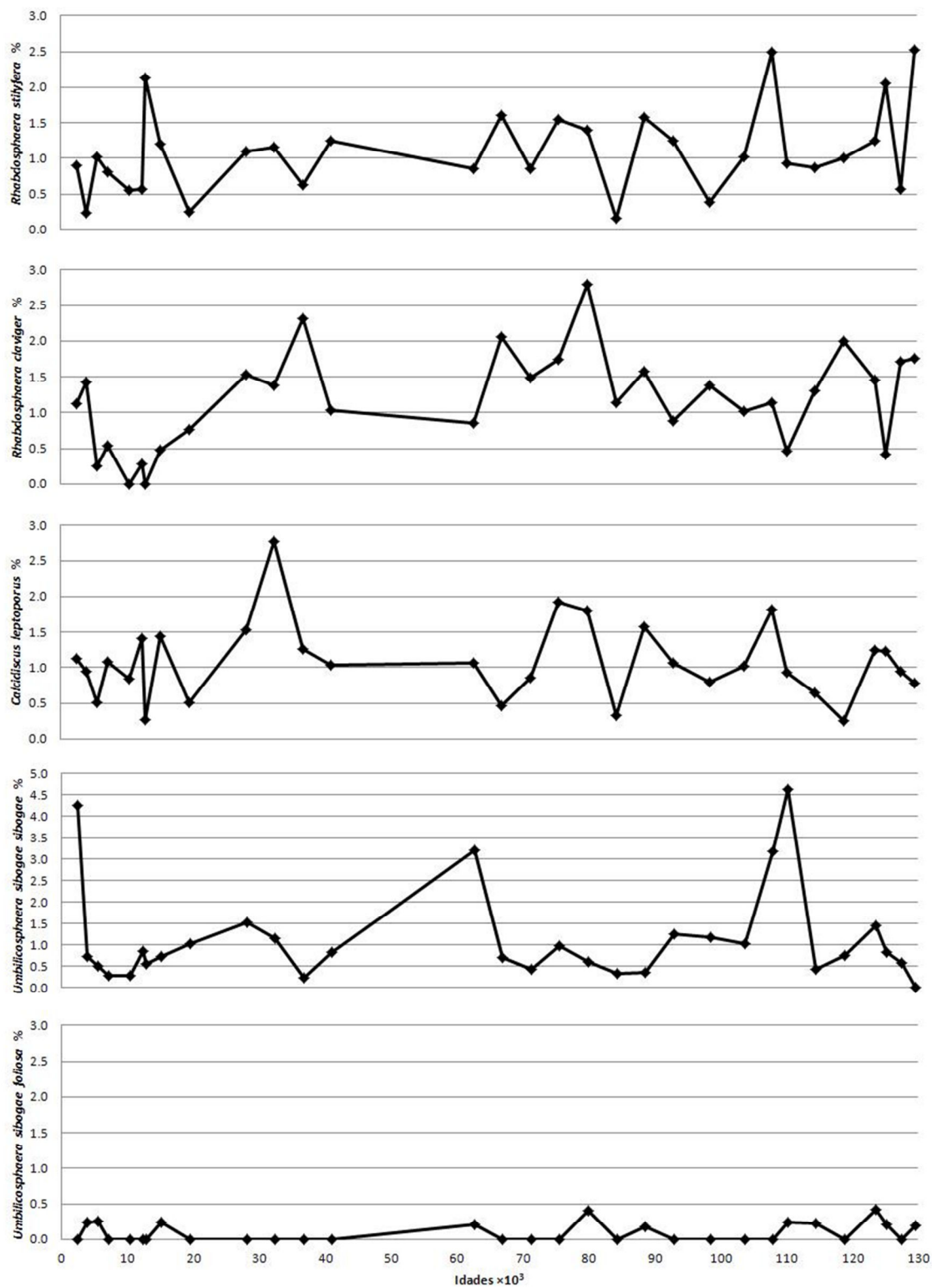


Figura 24b. Abundância relativa (%) de táxons frequentes de coccolitofórideos durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

- Parte II (intervalo de tempo estimado: 125 – 14 mil anos)

Neste intervalo, os três morfotipos de *Gephyrocapsa* tiveram sua abundância absoluta muito reduzida quando comparada ao intervalo anterior. Há, no entanto, um aumento na abundância destes táxons entre 84-71 mil anos, voltando a decrescer posteriormente. O primeiro aumento expressivo na abundância absoluta de *Emiliana huxleyi* foi detectado por volta de 41 mil anos, seguido por um declínio e novo aumento na porção final da Parte II (ao redor de 20 mil anos). *Florisphaera profunda* também apresentou um forte declínio em sua abundância no início da Parte II; entre 98-71 mil anos as populações teriam sido relativamente abundantes, decrescendo posteriormente; há um pico em 41 mil anos e outro em 15 mil anos (Figura 21a). Como mencionado, a Parte II é caracterizada por fortes flutuações na abundância absoluta total. Destacam-se com picos na porção inicial e mediana da Parte II: *Rhabdosphaera claviger*, *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera hyalina*, *H. pavementum*, *Syracosphaera pulchra* (Figura 21b-d), *Thoracosphaera* spp. (Figura 22) e espículas de ascídias (Figura 23). Na porção final da Parte II, destacam-se: *C. leptoporus*, *H. hyalina*, *H. carteri*, *Calciosolenia murrayi* e *S. pulchra*.

Quanto à abundância relativa, há um declínio progressivo da participação de *Gephyrocapsa* “grande” e “média” na assembleia; já *Gephyrocapsa* “pequena” apresenta flutuações, com picos em 104 e 63 mil anos. A partir de 63 mil anos, começa a ascensão de *Emiliana huxleyi*, que se tornará a espécie mais abundante em amostras recentes (Figura 24a).

A ascensão de *Emiliana huxleyi* e o momento em que esta se torna a espécie dominante (acme) em detrimento das espécies de *Gephyrocapsa* é um conhecido evento geológico utilizado em abordagens bioestratigráficas para o Quaternário. No entanto, é tido como um evento diacrônico: Thierstein *et al.* (1977) o posicionam entre 85-73 mil anos; Antunes (1994), estudando as Bacias de Campos e Santos, posiciona o evento há 85 mil anos; e Tokutake (2005), estudando o norte da Bacia de Campos, o posiciona em 75 mil anos. Este último estudo foi realizado em uma área muito próxima ao testemunho KF13, e surpreende a diferença ser tão grande; porém, Tokutake estudou apenas dois testemunhos, e um possível diacronismo maior pode ter sido negligenciado. Flores & Marino (2002) comentam que em algumas regiões o evento é registrado somente entre 60-40 mil anos.

Ao longo de toda a Parte II, *Florisphaera profunda* apresenta expressiva abundância relativa, sendo que entre 98-37 mil anos, ela é sempre superior a 28,8%.

Destacam-se também, com muitas flutuações, *Rhabdosphaera stylifera*, *R. claviger*, *Calcidiscus leptoporus*, *Umbilicosphaera sibogae sibogae*, *Helicosphaera hyalina*, *H. pavimentum*, *Calciosolenia murrayi*, *Syracosphaera pulchra* (Figura 24b-d) e espículas de ascídias (Figura 26).

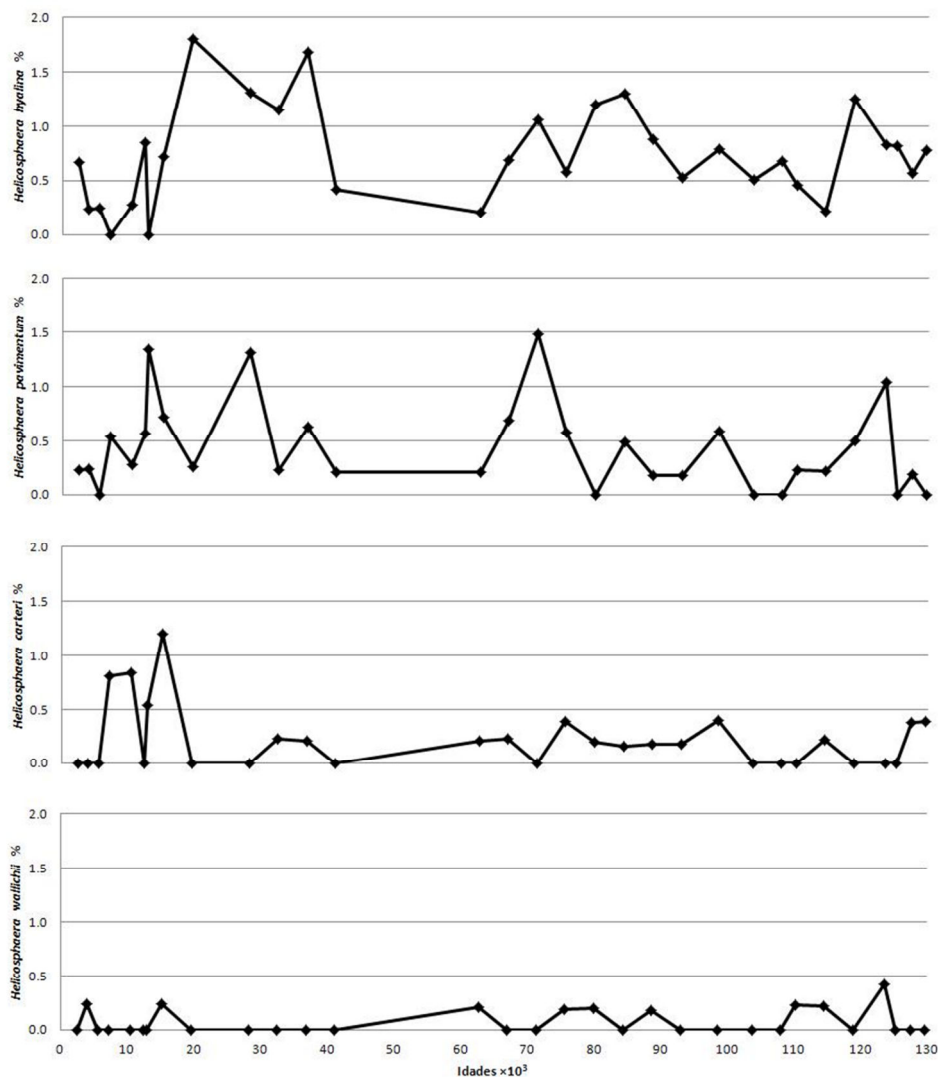


Figura 24c. Abundância relativa (%) de táxons frequentes de cocolitoforídeos durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13.

- Parte III (intervalo de tempo estimado: 14 – 6,5 mil anos)

Neste intervalo, todos os táxons apresentam baixíssimas abundâncias absolutas, tanto os dominantes quanto os menos comuns, incluindo *Thoracosphaera* spp. e espículas de ascídias.

Os morfotipos de *Gephyrocapsa* apresentam um ligeiro aumento na sua abundância relativa, mas *Emiliania huxleyi* é o táxon dominante da Parte III.

Florisphaera profunda, importante nos intervalos anteriores, apresenta aqui sua menor porcentagem (Figura 24a). Com abundâncias relativas baixas, mas ainda com algum destaque, temos: *Rhabdosphaera stylifera*, *Helicosphaera pavimentum*, *Thoracosphaera* spp. e espículas de ascídias.

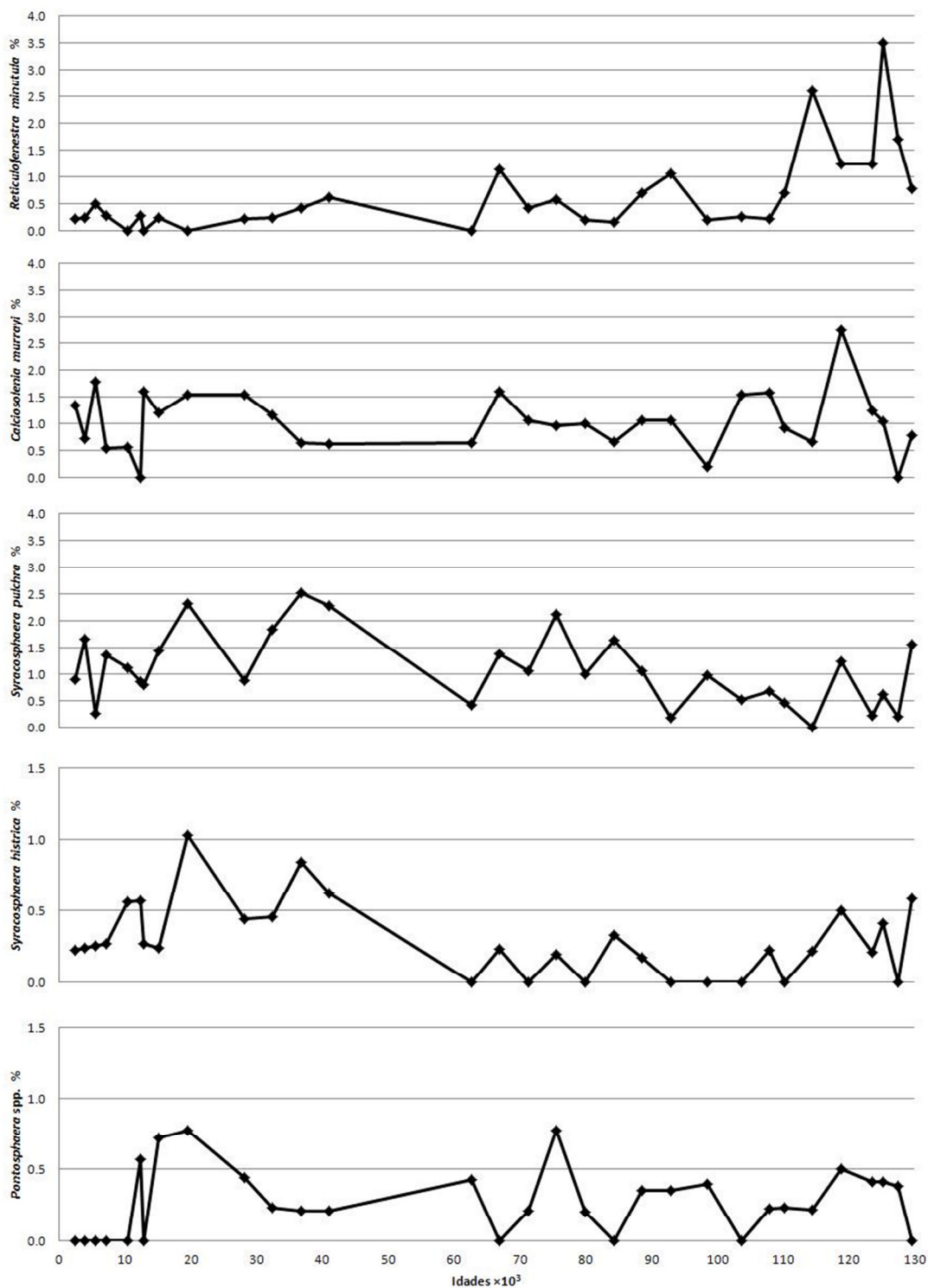


Figura 24d. Abundância relativa (%) de táxons frequentes de cocolitofórideos durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

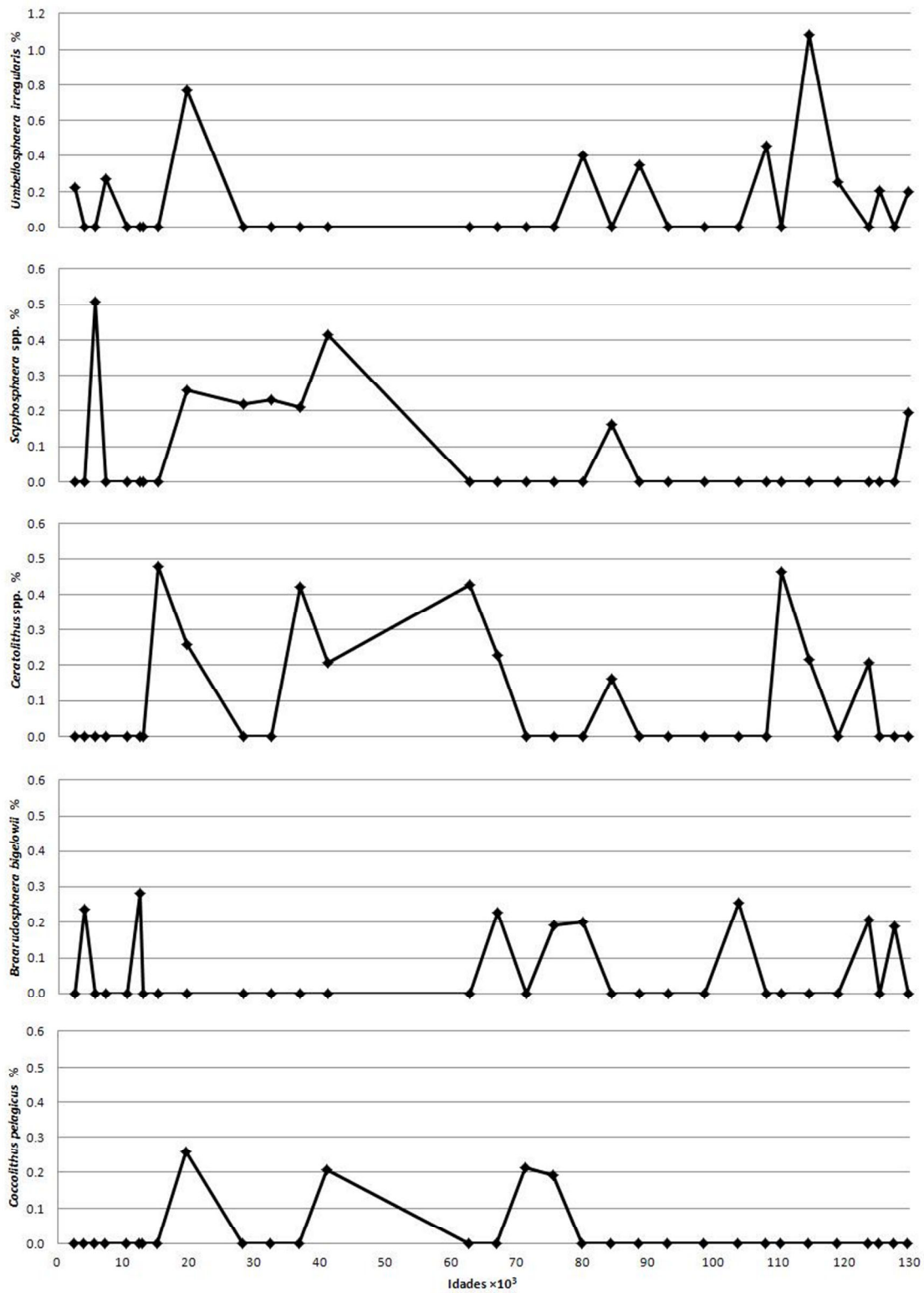


Figura 24e. Abundância relativa (%) de táxons frequentes de cocolitoforídeos durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

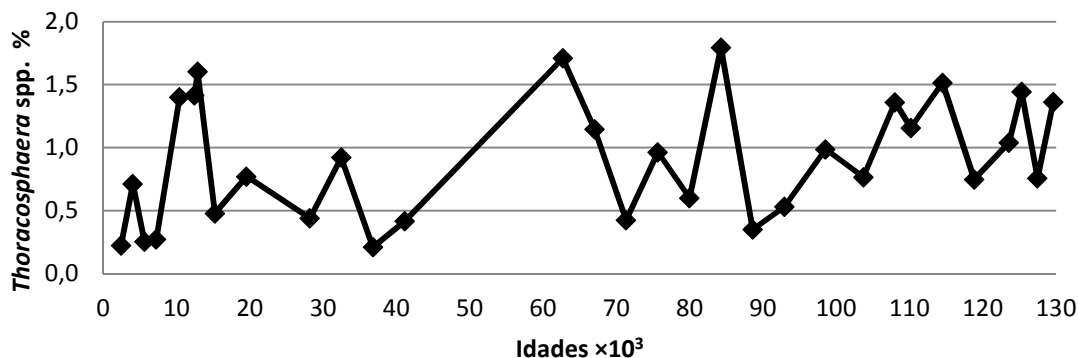


Figura 25. Abundância relativa (%) de cistos de dinoflagelados calcários durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13.

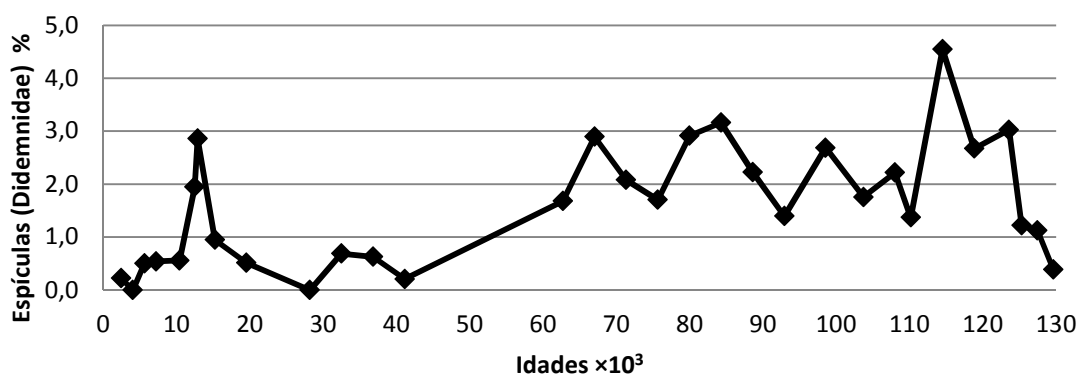


Figura 26. Abundância relativa (%) de espículas de ascídias (Didemniidae) durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13.

- Parte IV (intervalo de tempo estimado: 6,5 – 2,5 anos)

Neste intervalo, a abundância absoluta dos morfotipos de *Gephyrocapsa*, *Emiliania huxleyi* e *Florisphaera profunda* volta a crescer consideravelmente (Figura 21a). Um crescimento marcante foi também observado nas abundâncias de *Rhabdosphaera claviger*, *Calcidiscus leptoporus*, *Umbilicosphaera sibogae sibogae*, *Helicosphaera hyalina*, *Calciosolenia murrayi* e *Syracosphaera pulchra* (Figura 21b-d).

A abundância relativa dos morfotipos de *Gephyrocapsa* decai na Parte IV, enquanto a de *Florisphaera profunda* aumenta. A porcentagem de *Emiliania huxleyi* manteve-se alta deste o intervalo anterior (Figura 24a). Quanto à abundância relativa, destaca-se também *Umbilicosphaera sibogae sibogae* (Figura 24b).

É importante observar a semelhança entre a Parte I e a Parte IV quanto ao comportamento geral das assembleias de cocolitoforídeos.

➤ 7.1.7. Análises paleoceanográficas com base em cocolitoforídeos

Como indicativo da paleoprodutividade primária utilizou-se o índice Taxa N (TN) (Flores *et al.*, 2000), ilustrada na Figura 27. Esta comportou-se da seguinte forma ao longo do intervalo estudado:

- Parte I (130 – 125 mil anos): apresenta baixos valores;
- Parte II (125 – 14 mil anos): é caracterizada por grandes flutuações: uma grande queda é seguida por valores progressivamente altos;
- Parte III (14 – 6,5 mil anos): apresenta os valores mais altos do intervalo (nota-se que a produtividade é máxima quando as populações de cocolitoforídeos estão reduzidas – ver capítulo “Discussão”);
- Parte IV (6,5 – 2,5 mil anos): há uma progressiva queda dos valores (semelhante à Parte I; novamente, a produtividade tem comportamento inverso à abundância absoluta total de cocólitos).

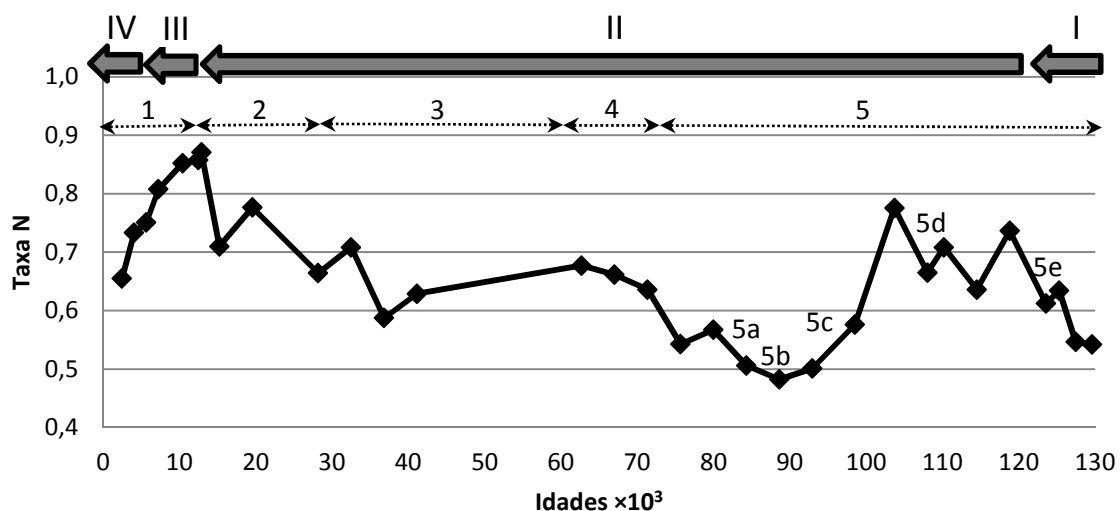


Figura 27. Paleoprodutividade medida pela Taxa N durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13. EIM 1 a 5 e Partes I a IV indicados na figura (discussão no texto).

O índice de Shannon (Figura 28), utilizado para avaliar a diversidade, variou de 1,66 a 1,97. Picos de alta diversidade ocorreram entre 123-119 (EIM 5e), 75-67 (EIM 4-5a) e 32,5-15 mil anos (EIM 2-3). Intervalos de baixa diversidade ocorreram entre 104-84 (EIM 5d-5a) e 12,5-4 mil anos (EIM 1). No entanto, a amplitude desta variação é muito pequena, sendo mais provável que tenha origem aleatória do que relacionada a mudanças climáticas.

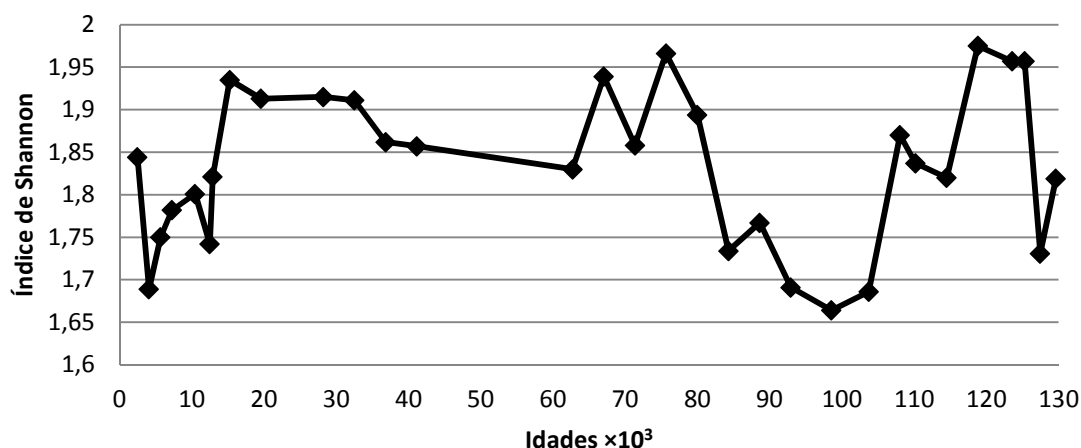


Figura 28. Diversidade de cocolitoforídeos medida pelo índice de Shannon durante os últimos 130 mil anos no testemunho KF13.

O IDC (Índice de Dissolução de Cocólitos), usado para verificar a qualidade da preservação dos cocólitos, foi bastante alto em todo o testemunho (máximo: 0,995392; mínimo: 0,934211). Fica demonstrado que a preservação de cocólitos é ótima, não apresentando dissolução preferencial, em função da localização do testemunho ter estado sempre acima da CCD (*Carbonate Compensation Deep*) durante o intervalo de tempo estudado.

➤ 7.1.8. Análises estatísticas

O diagrama de ordenação da Figura 29 provê um mapa das mudanças nas abundâncias absolutas das espécies de cocolitoforídeos entre 115 e 2,4 mil anos AP. O diagrama 2D contém 83,6% da variação total dos táxons nas amostras avaliadas. A ordenação através de PCoA evidenciou dois eixos significativos. O primeiro eixo contém 75,5% da variação apresentada pela abundância absoluta das espécies; a distribuição das unidades amostrais parece dever-se às mudanças ambientais relacionadas aos EIM, como a flutuação da temperatura das águas superficiais. Amostras relacionadas aos estágios interglaciais (EIM 5e e 1) aparecem agrupadas no canto direito; outras amostras relacionadas ao EIM 1, no canto esquerdo (esta distribuição polarizada de amostras pertencentes ao EIM 1 é importante e será abordada no capítulo “Discussões”). Amostras relacionadas aos EIMs 5d-a, 4, 3 e 2 aparecem no centro do gráfico.

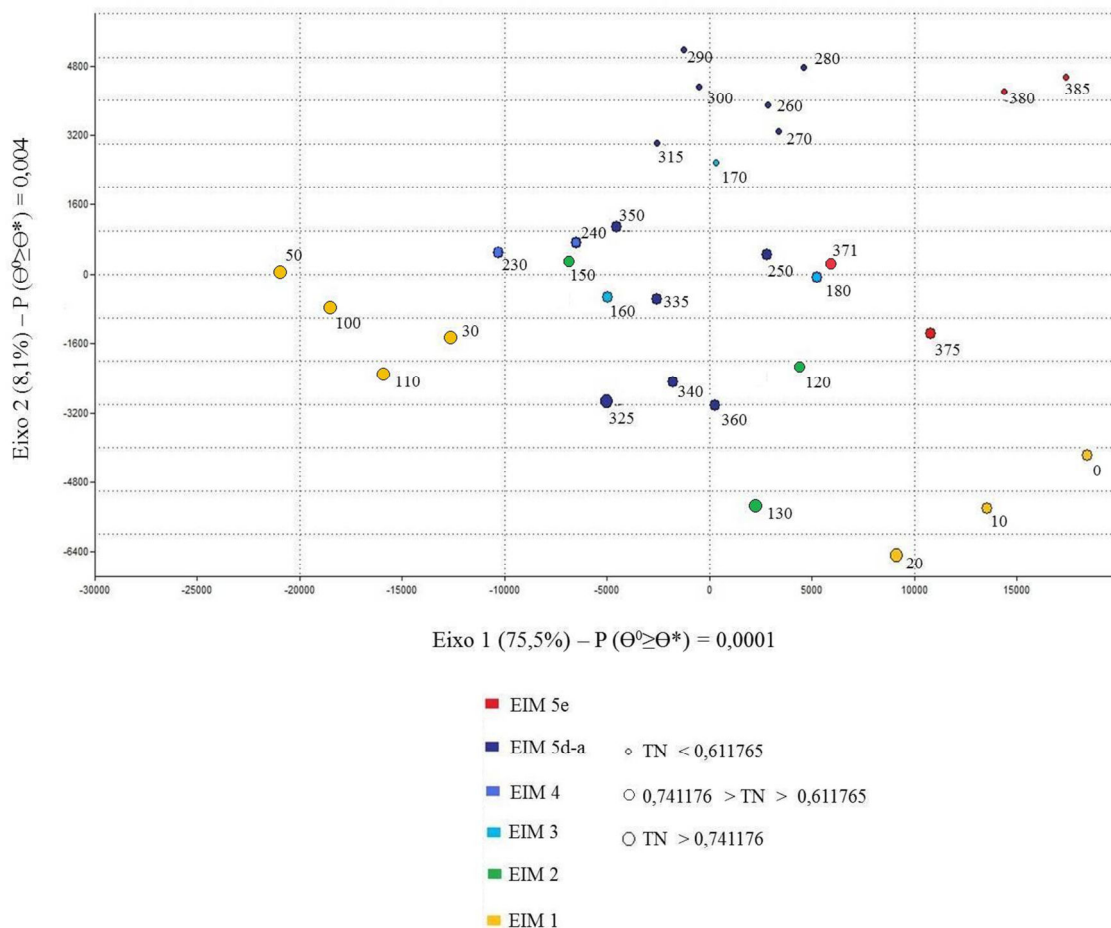


Figura 29. Ordenação das unidades amostrais do testemunho KF13, descritas pela abundância absoluta de cocólitos, por meio de análise de coordenadas principais. As unidades amostrais estão nomeadas pela profundidade correspondente (em cm).

O segundo eixo contém 8,1% da variação; aqui, a distribuição das unidades amostrais parece estar relacionada à produtividade. As amostras onde uma baixa produtividade foi estimada aparecem na porção superior do diagrama; as amostras onde uma alta produtividade foi estimada, na inferior.

Já o diagrama de ordenação da Figura 30 provê um mapa das mudanças nas abundâncias relativas das espécies de cocolitoforídeos. A ordenação através de PCoA evidenciou apenas um eixo significativo, contendo 96,76% da variação total dos táxons nas amostras avaliadas. As amostras distribuem-se claramente de acordo com a produtividade estimada: à direita, estão amostras onde a produtividade é alta (relacionadas principalmente ao EIM 1); à esquerda, onde é baixa (relacionada principalmente ao EIM 5).

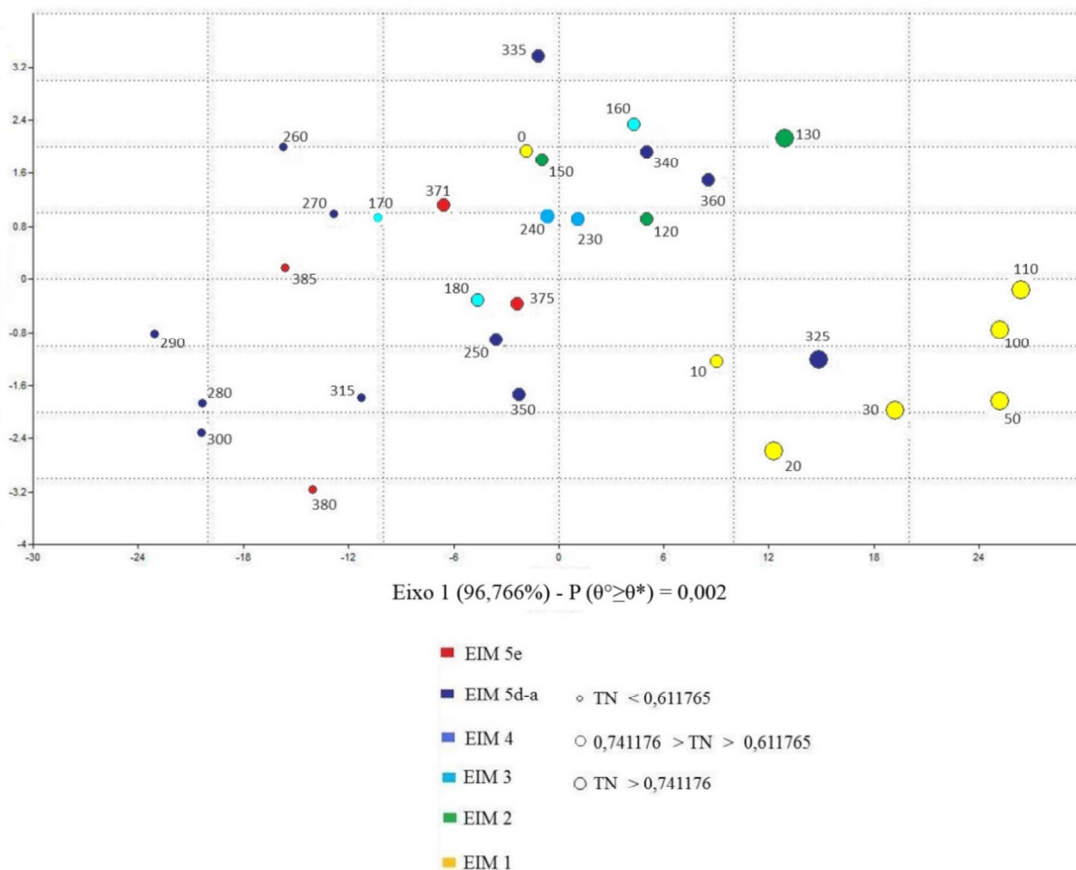


Figura 30. Ordenação das unidades amostrais do testemunho KF13, descritas pela % de cocólitos, por meio de análise de coordenadas principais. As unidades amostrais estão nomeadas pela profundidade correspondente (em cm).

O baixo valor de correlação entre Taxa N e $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 31) pode ser explicado pelo fato de que o registro deste último é fortemente influenciado por outros fatores. Existem três reservatórios de Carbono: terrestre, atmosférico e oceânico. Como o ^{12}C é preferencialmente utilizado na fotossíntese, quando a biosfera terrestre é maior, os demais reservatórios ficam empobrecidos neste isótopo. Além disso, é necessário um equilíbrio termodinâmico isotópico entre CO_2 atmosférico e o carbono inorgânico dissolvido no oceano para que os dados coletados estejam refletindo estritamente as condições das águas superficiais, o que não é válido para todas as regiões. Ainda assim, é importante ressaltar que a correlação foi considerada significativa, demonstrando coerência entre os dados.

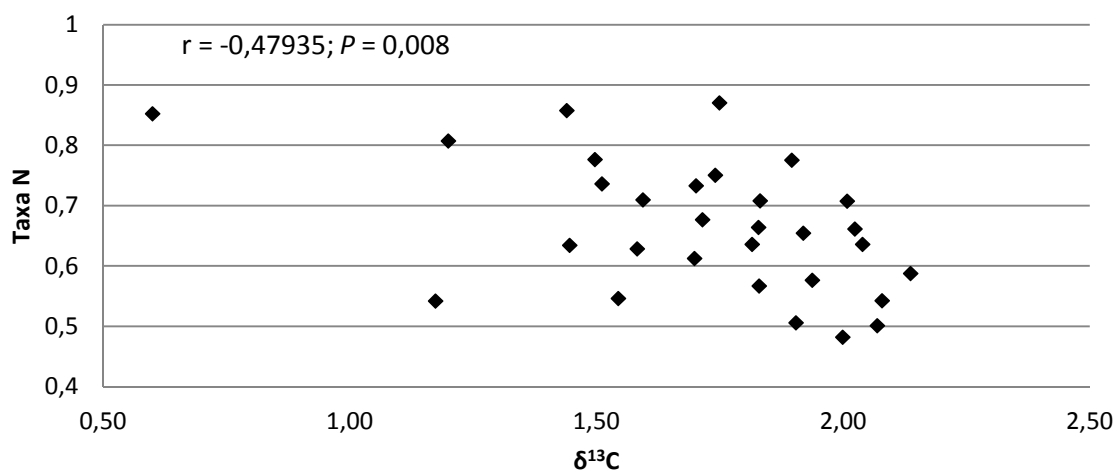


Figura 31. Relação entre Taxa N e $\delta^{13}\text{C}$ no testemunho KF13. O valor de correlação encontrado foi de $-0,47935$ ($P = 0,008$).

Alguns picos na porcentagem de CaCO_3 em sedimentos finos (Figura 19) não encontram correspondentes na curva de abundância absoluta total (Figura 20), como nos EIMs 5d, 5a e 2. As porcentagens de CaCO_3 podem estar aumentadas simplesmente em função de uma diminuição no aporte de terrígenos nestas amostras. Em estágios quentes, há transgressão marinha, e a chegada de sedimentos continentais ao talude é menor. Ou ainda, pode haver contribuição de foraminíferos fragmentados ou juvenis para a fração fina de carbonatos nos sedimentos. Ainda assim, a correlação entre abundância absoluta total de cocólitos e porcentagem de CaCO_3 nos sedimentos finos é significativa e alta ($r = 0,76$) (Figura 32), mostrando que estes organismos são responsáveis por boa parte do aporte de carbonato para o fundo na área de estudo.

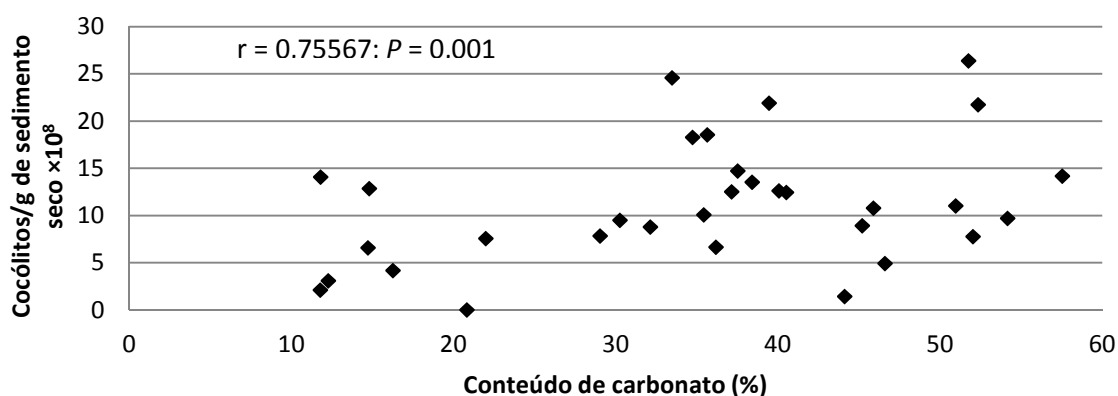


Figura 32. Relação entre abundância absoluta total de cocólitos e o conteúdo de carbonato no testemunho KF13. O valor de correlação encontrado foi de $0,75567$ ($P = 0,001$).

Não foi encontrada correlação significativa entre Taxa N e espículas de ascícias. Estas, sendo bentônicas, poderiam ser beneficiadas pela alta produtividade nas águas superficiais. Especula-se que esta relação não tenha sido evidenciada porque a contagem de espículas era interrompida quando a contagem de cocólitos chegava ao fim e elas podem, portanto, ter sido sub-amostradas.

A assembleia de cocolitoforídeos ao longo dos últimos 130 mil anos apresenta diferenças significativas entre os grupos (EIMs 1-5) (Tabela 4). Analisando os contrastes para a assembleia de cocolitoforídeos como um todo, vê-se que a maior parte dos EIMs difere dos demais, exceto quando se trata do subsequente. Assim, por exemplo, a assembleia de cocolitoforídeos quantificada para o EIM 1 é significativamente diferente da avaliada para o 3, 4, e 5, mas não para o 2. As mudanças climáticas associadas aos EIM (determinados pela quantidade de gelo preso nos pólos) podem não ter sido rápidas o suficiente para serem percebidas nas assembleias de cocolitoforídeos, causando alguma defasagem.

As espécies que apresentaram diferenças significativas em suas abundância relativas comparando-se os EIMs foram: *Gephyrocapsa* “grande”, *Rhabdosphaera claviger*, *Syracosphaera histrica*, *Helicosphaera hyalina*, *Emiliania huxleyi* e *Florisphaera profunda*. *Gephyrocapsa* “grande” e *E. huxleyi* apresentaram o mesmo padrão reconhecido para a assembleia sendo, portanto, os táxons mais determinantes nesta. *Rhabdosphaera claviger* apresentou diferenças entre os EIMs 1 × 4 e 1 × 5 (os estágios com clima glacial não apresentaram diferenciação entre si; oposição entre os dois estágios interglaciais). *Syracosphaera histrica* apresentou diferenças entre os EIMs 1 × 2, 2 × 5 e 3 × 5 (oposição entre estágios glaciais e interglaciais). Há evidências de que *Syracosphaera* spp. sejam espécies de ambientes costeiros (Andruleit & Rogalla, 2002), e assim, sua abundância relativa pode estar relacionada com mudanças na linha de costa associadas aos EIM. *Helicosphaera hyalina* apresentou diferenças entre os EIMs 1 × 2, 1 × 5 e 2 × 5; *F. profunda* apresentou diferenças entre os EIMs 1 × 3, 1 × 5 e 2 × 5 (oposição entre estágios glaciais e interglaciais e entre os dois interglaciais). Segundo Boeckel *et al.* (2006), *Helicosphaera* spp. apresenta correlação negativa com temperatura e salinidade, e também apresenta correlação positiva com a disponibilidade de nutrientes. Estas informações são coerentes com os dados encontrados, já que *H. hyalina* apresentou diferenças entre EIMs de clima glacial e de interglacial (relacionado à temperatura) e também entre os estágios interglaciais (relacionado à disponibilidade de nutrientes, que na região depende da profundidade da nutriclina). O mesmo se aplica

à *F. profunda*; no entanto, mesmo diferenças entre intervalos glaciais e interglaciais podem dever-se a profundidade da nutriclina, através de uma maior intensidade de ventos, e não diretamente em função da temperatura (ver capítulo “Discussão”).

Tabela 4. Avaliação de grupos de unidades amostrais e análise de contrastes no testemunho KF13. Valores em negrito são considerados significativos para $\alpha = 0,05$.

Espécies / Soma de Quadrados	Assembléia de cocolitoforídeos	<i>Gephyrocapsa</i> “grande”	<i>Gephyrocapsa</i> “média”	<i>Gephyrocapsa</i> “pequena”	<i>Rhabdosphaera</i> <i>stylifera</i>	<i>Rhabdosphaera</i> <i>claviger</i>	<i>Umbellosphaera</i> <i>irregularis</i>	<i>Calcidiscus</i> <i>leptoporus</i>	<i>Syracosphaera</i> <i>pulchra</i>
Entre EIMs	9255.6 (0.0001)	325.8 (0.0003)	210.7 (0.1026)	378.1 (0.1761)	1.0124 (0.6389)	5.042 (0.0136)	0.23391 (0.4303)	1.33 (0.34)	3.391 (0.1066)
1 2 3 4 5	124.75 (0.3841)	1.679 (0.3897)	49.4 (0.0299)	0.098 (0.9769)	0.0187 (0.8164)	1.1207 (0.0721)	0.08311 (0.2759)	0.93 (0.17)	0.869 (0.1223)
1 2 3 4 5	911.86 (0.0055)	13.43 (0.0367)	17.92 (0.1833)	52.47 (0.3566)	0.0007 (0.976)	1.7236 (0.0616)	0.00836 (0.7807)	0.06 (0.54)	1.063 (0.1583)
1 2 3 4 5	2004.4 (0.0219)	54.282 (0.043)	2.022 (0.6587)	183.6 (0.0692)	0.14364 (0.58)	2.5495 (0.0229)	0.006131 (1)	0.14 (0.41)	0.0473 (0.621)
1 2 3 4 5	7396.8 (0.0001)	165.3 (0.0013)	46.84 (0.2129)	234.2 (0.0567)	0.6051 (0.2548)	3.9542 (0.0019)	0.09346 (0.2584)	0.1 (0.52)	0.2475 (0.384)
1 2 3 4 5	356.03 (0.1018)	3.856 (0.2061)	5.373 (0.499)	39.26 (0.5957)	0.0086 (0.8023)	0.0444 (0.8014)	0.099127 (1)	0.35 (0.70)	0.0067418 (1)
1 2 3 4 5	1256.1 (0.1032)	53.897 (0.096)	41.53 (0.1995)	142.9 (0.1008)	0.18456 (0.608)	0.3572 (0.3041)	0.079302 (1)	1.085 (0.4)	0.253 (0.4983)
1 2 3 4 5	2946.1 (0.0015)	105.8 (0.0085)	150.3 (0.0462)	119.4 (0.1831)	0.469 (0.3303)	0.0592 (0.6667)	0.0094024 (0.88)	0.66 (0.21)	1.802 (0.0395)
1 2 3 4 5	475.82 (0.2055)	82.771 (0.104)	19.11 (0.2984)	40.3 (0.6092)	0.1209 (0.4954)	0.1674 (0.5929)	0 (1)	0.264 (0.1)	0.332 (0.5026)
1 2 3 4 5	1125.6 (0.0014)	164.4 (0.0022)	85.91 (0.1222)	8.061 (0.7266)	0.3196 (0.4124)	0.0008 (0.9547)	0.09579 (0.3801)	0.003 (0.9)	2.097 (0.0478)
1 2 3 4 5	74.371 (0.7677)	0.068 (0.9338)	6.183 (0.6679)	28.23 (0.5504)	0.003 (0.9248)	0.2708 (0.3846)	0.06762 (0.4751)	0.34 (0.28)	0.268 (0.3951)

Espécies / Soma de Quadrados	<i>Syracosphaera</i> <i>histrica</i>	<i>Helicosphaera</i> <i>hyalina</i>	<i>Helicosphaera</i> <i>pavimentum</i>	<i>Helicosphaera</i> <i>carteri</i>	<i>Reticulofenestra</i> <i>minutula</i>	<i>Calsiosolenia</i> <i>murrayi</i>	<i>Emiliana</i> <i>huxleyi</i>	<i>Umbilicosphaera</i> <i>sibogae sibogae</i>	<i>Florisphaera</i> <i>profunda</i>
Entre EIMs	0.71496 (0.0236)	2.4986 (0.0079)	1.3375 (0.0813)	0.4768 (0.2121)	4.4866 (0.1117)	1.1254 (0.4837)	6977.2 (0.0001)	1.0595 (0.975)	1340.4 (0.0005)
1 2 3 4 5	0.2167 (0.035)	2.3875 (0.0057)	0.027841 (0.8134)	0.26155 (0.3275)	0.010781 (0.3738)	0.4287 (0.2894)	18.099 (0.4719)	0.10746 (0.8399)	48.697 (0.2807)
1 2 3 4 5	0.056272 (0.3224)	0.33813 (0.2713)	0.041262 (0.6024)	0.17324 (0.3722)	0.035611 (0.3783)	0.24475 (0.4192)	470.96 (0.0058)	0.34743 (0.9)	352.81 (0.0225)
1 2 3 4 5	0.072411 (0.0688)	0.39752 (0.0859)	0.57409 (0.1109)	0.15213 (0.4922)	0.51168 (0.044)	0.21544 (0.4326)	1558.4 (0.0259)	0.33886 (0.5799)	201.28 (0.0859)
1 2 3 4 5	0.099482 (0.0921)	0.76734 (0.0102)	0.22791 (0.1776)	0.34659 (0.062)	3.2583 (0.0248)	0.019624 (0.8277)	5707.8 (0.0001)	0.11926 (0.732)	1232.5 (0.0006)
1 2 3 4 5	0.035831 (0.6052)	0.63844 (0.305)	0.094112 (0.5045)	0.0062303 (1)	0.058837 (0.5097)	0.90839 (0.097)	209.28 (0.2005)	0.04706 (1)	95.806 (0.1949)
1 2 3 4 5	0.3344 (0.0999)	0.35987 (0.1945)	0.28349 (0.5023)	0.0017213 (1)	0.4851 (0.1014)	0.00699 (0.696)	963.02 (0.0972)	0.55836 (0.0956)	50.57 (0.1955)
1 2 3 4 5	0.51356 (0.011)	1.0975 (0.0072)	0.25916 (0.1584)	0.019576 (0.4575)	1.8514 (0.125)	0.3647 (0.3072)	2279.4 (0.0013)	0.012508 (0.947)	283.3 (0.0499)
1 2 3 4 5	0.16725 (0.3943)	0.013173 (1)	0.65097 (0.1042)	0.00084742 (1)	0.22995 (0.4055)	0.59116 (0.0976)	327.37 (0.2015)	0.88598 (0.8038)	2.701 (0.7068)
1 2 3 4 5	0.22303 (0.0459)	0.0002586 (0.965)	0.012776 (0.6837)	0.001445 (0.9698)	1.0973 (0.248)	0.39255 (0.2979)	844.89 (0.0021)	0.15359 (0.8757)	17.6 (0.5995)
1 2 3 4 5	0.0098346 (0.791)	0.023315 (0.6436)	1.1522 (0.0166)	0.004521 (0.6969)	0.089134 (0.7919)	0.16483 (0.3961)	6.1493 (0.1375)	0.65965 (0.4326)	30.445 (0.542)

7.2. O testemunho KF14

➤ 7.2.1. Descrição do testemunho

O testemunho KF14 também apresenta sedimentos holocênicos e pleistocênicos. Existe uma quebra na continuidade de sedimentação detectada pela presença de um diamictito entre 93 e 355 cm de profundidade. A sedimentação acima e abaixo do diamictito parece relativamente homogênea, sendo composta por marga e lamas (Figuras 34, 35), semelhante ao testemunho KF13. Apresenta lamas ricas em carbonato (conteúdo de carbonato entre 30 e 45%); lamas levemente carbonáticas (conteúdo de carbonato entre 15-30%); margas (conteúdo de carbonato entre 45 e 60%); lamas siliciclásticas (conteúdo de carbonato entre 10 e 15%); lamas arenosas (conteúdo de carbonato < 10%); e areias siliciclásticas.

O diamictito possui clastos não-selecionados e matriz lamosa. Pode ter sido formado por correntes de turbidez ou mistura de sedimentos através de escorregamentos no talude. Portanto, não reflete a história paleoceanográfica da região e corresponde a um intervalo não amostrado.

➤ 7.2.2. Magnetometria

Fernandes (2010) encontrou uma boa correlação entre a curva magnetométrica (Figura 33) (dados cedidos pela PETROBRAS) e o SPECMAP. Este último é uma curva global baseada em isótopos de oxigênio medidos em foraminíferos bentônicos, útil na correlação de sedimentos (assim como a curva LR04). A curva magnetométrica foi, portanto, útil na escolha de amostras enviadas para análise isotópica.

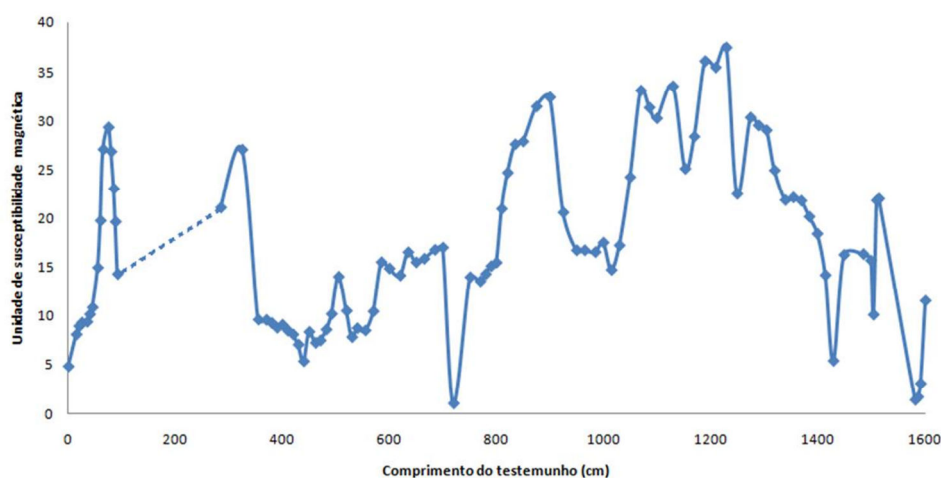


Figura 33. Curva magnetométrica para o testemunho KF14 (a linha pontilhada corresponde ao diamictito).

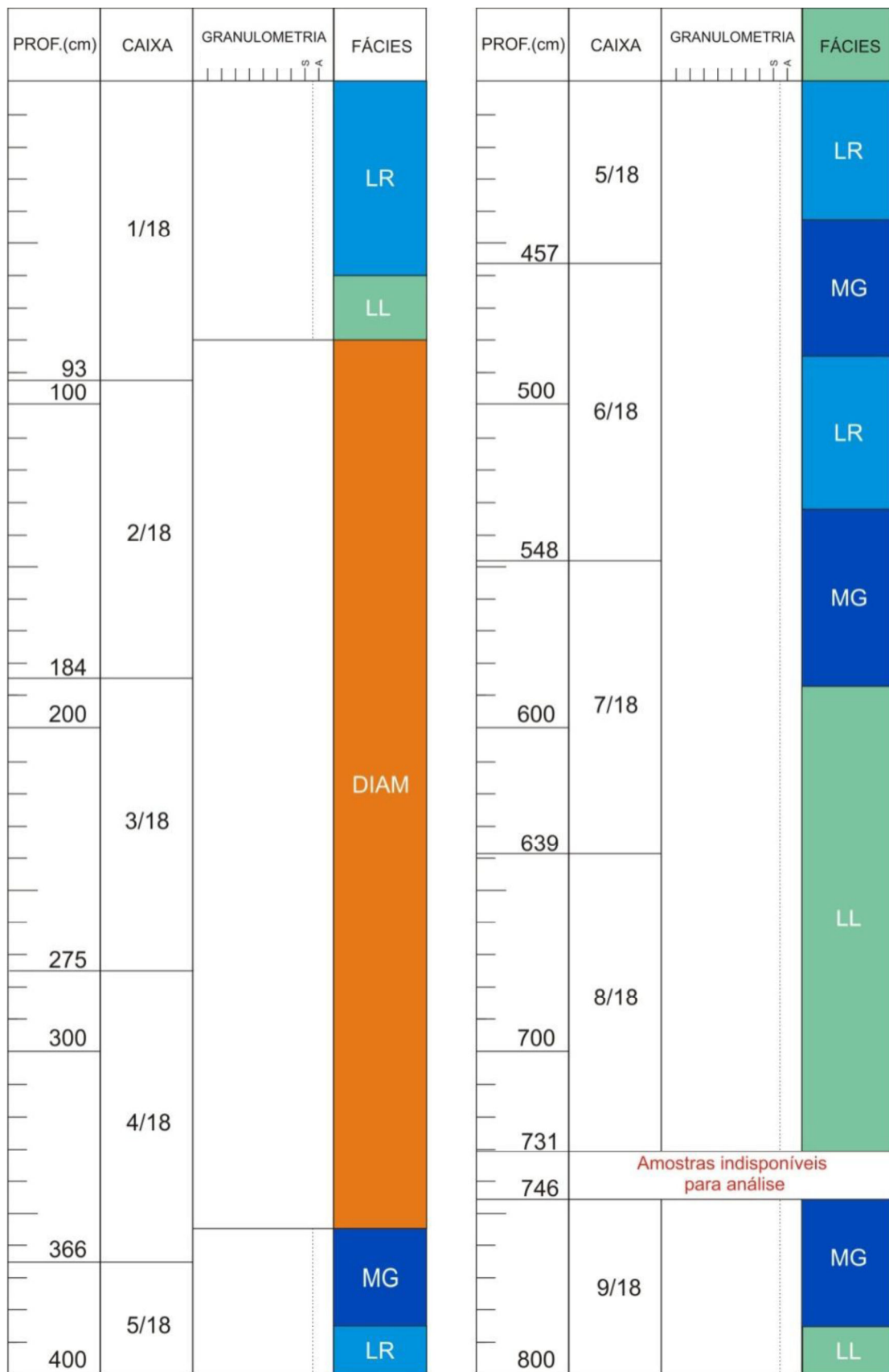


Figura 34. Descrição do testemunho KF14, em escala 1:20. Fácies: LR – lama rica em carbonato; LL – lama levemente carbonática; DIAM – diamictito; MG – margas. Granulometria: S – silte; A – argila.

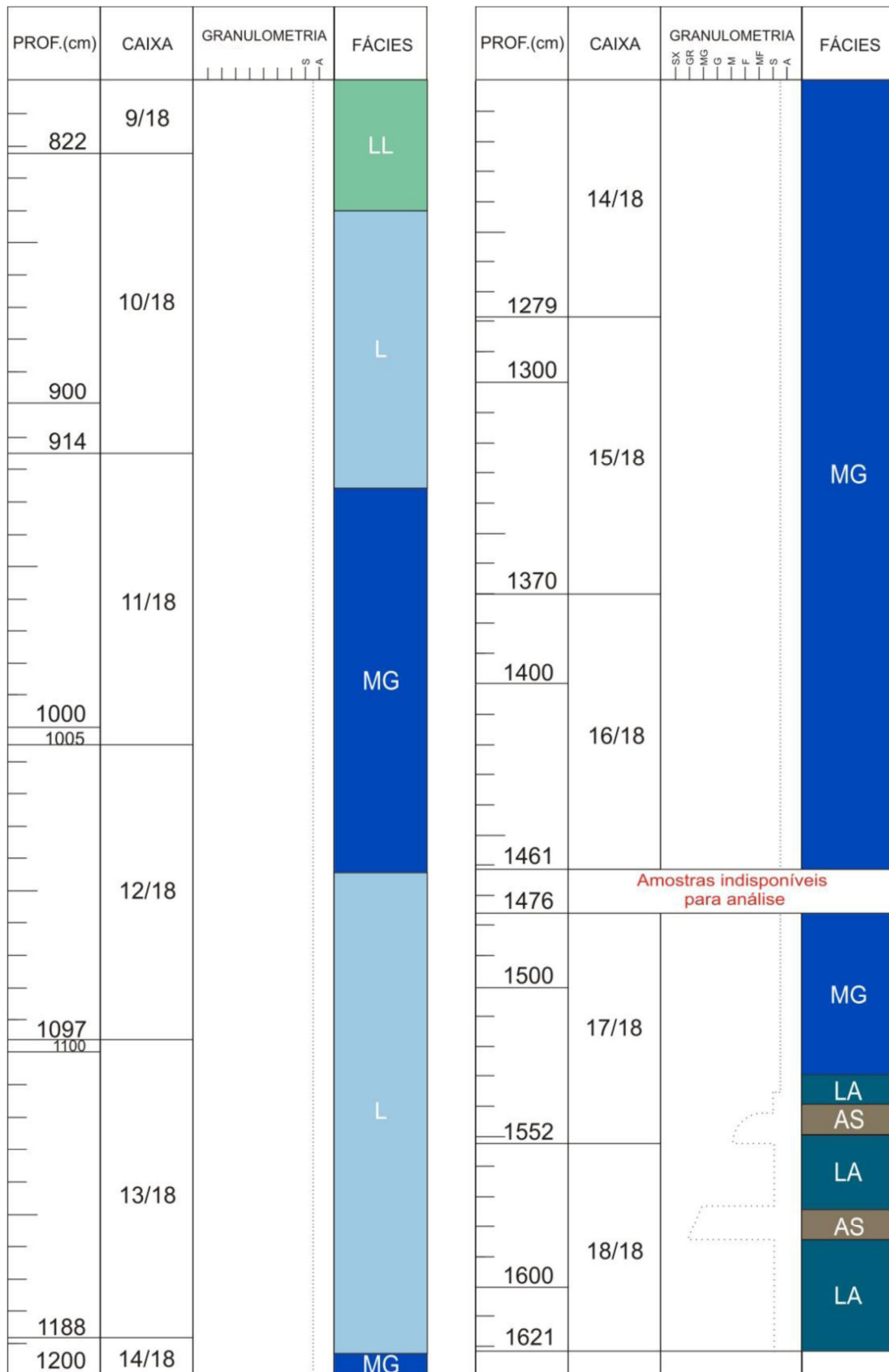


Figura 34 (cont.). Descrição do testemunho KF14, em escala 1:20. Fácies: LL – lama levemente carbonática; L – lama siliciclástica; MG – margas; LA – lama arenosa; AS – areia siliciclástica. Granulometria: S – silte; A – argila.

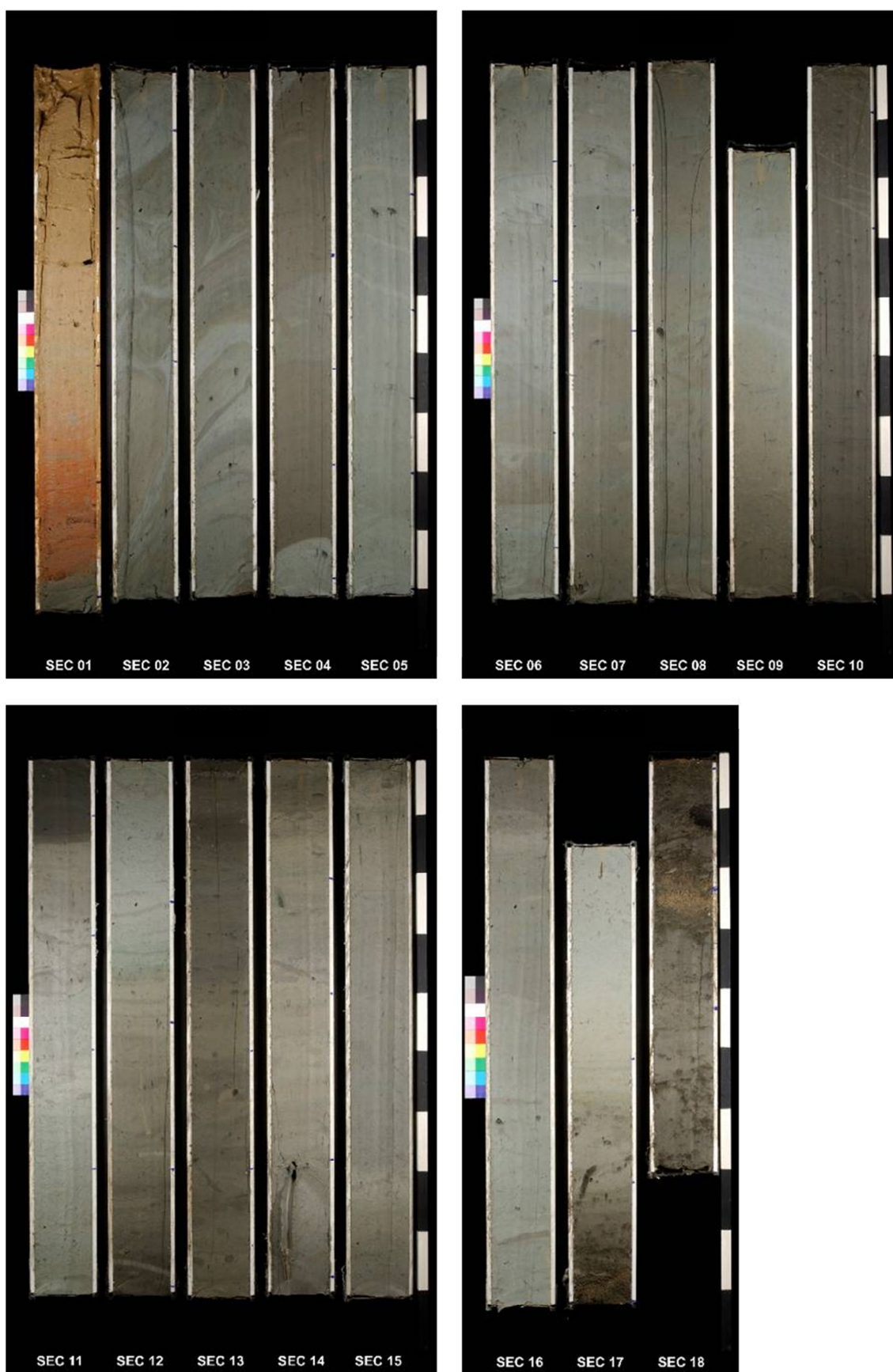


Figura 35. Fotos do testemunho KF14. Cada espaço da escala corresponde a 10 cm. O diamictito encontra-se nas seções 2-4.

➤ 7.2.3. Datações por ^{14}C

A tabela 5 apresenta as idades de ^{14}C obtidas nas amostras selecionadas e as idades-calendário calculadas após correção para o efeito-reservatório. A amostra de topo data de aproximadamente 740 anos calendário AP; novamente, houve perda do topo do testemunho.

Calculando as idades calendário (Figura 36), vemos que para a profundidade zero cm, a probabilidade de que a idade verdadeira encontre-se na faixa entre 667-872 é de 0,97055; para a profundidade de 75 cm, a probabilidade de que a idade verdadeira encontre-se na faixa entre 7292-7489 é de 1. A idade calendário utilizada corresponde ao pico destas curvas.

Tabela 5. Datações de radiocarbono e respectivas estimativas de idades calendário para o testemunho KF14.

Profundi- dade (cm)	Idade ^{14}C (anos)	Erro (anos ^{14}C)	Idade ^{14}C corrigida pelo efeito reservatório	Intervalo confiável de idade calendário	Idade calendário utilizada
0	1250	20	900	667-872	740
75	6920	25	6570	7292-7489	7415

➤ 7.2.4. Isótopos estáveis de Oxigênio e Carbono

Os valores da razão isotópica de oxigênio (Figura 37) variaram de 0,64‰ (1583 cm) a -1,44‰ (430 cm). A presença do diamictito entre 92 e 285 cm impediu a aplicação direta da correlação gráfica da curva isotópica do testemunho aos EIMs, sendo necessário identificar que intervalos foram erodidos. Ao longo de todo o testemunho foi observada a presença da espécie de foraminífero planctônico *G. menardii*, característica de águas quentes, sugerindo que este corresponda (na maior parte) a um intervalo com predominância de condições interglaciais (Iwai, 2010). A curva isotópica anterior ao diamictito não é semelhante à obtida para o testemunho KF13, indicando que os intervalos de tempo investigados são diferentes. Os valores isotópicos de oxigênio mais altos, encontrados na base do testemunho, correspondem a um intervalo frio, o EIM 12. A partir de 1505 cm até 370 cm, a curva apresenta grandes flutuações, correspondendo aos EIMs 11-7. De 370 a 285 cm, os valores isotópicos começam a aumentar, correspondendo ao outro intervalo frio, o EIM 6, cujo registro é

interrompido pela presença do diamictitio. Na porção superior do testemunho os valores isotópicos indicam novamente um intervalo interglacial.

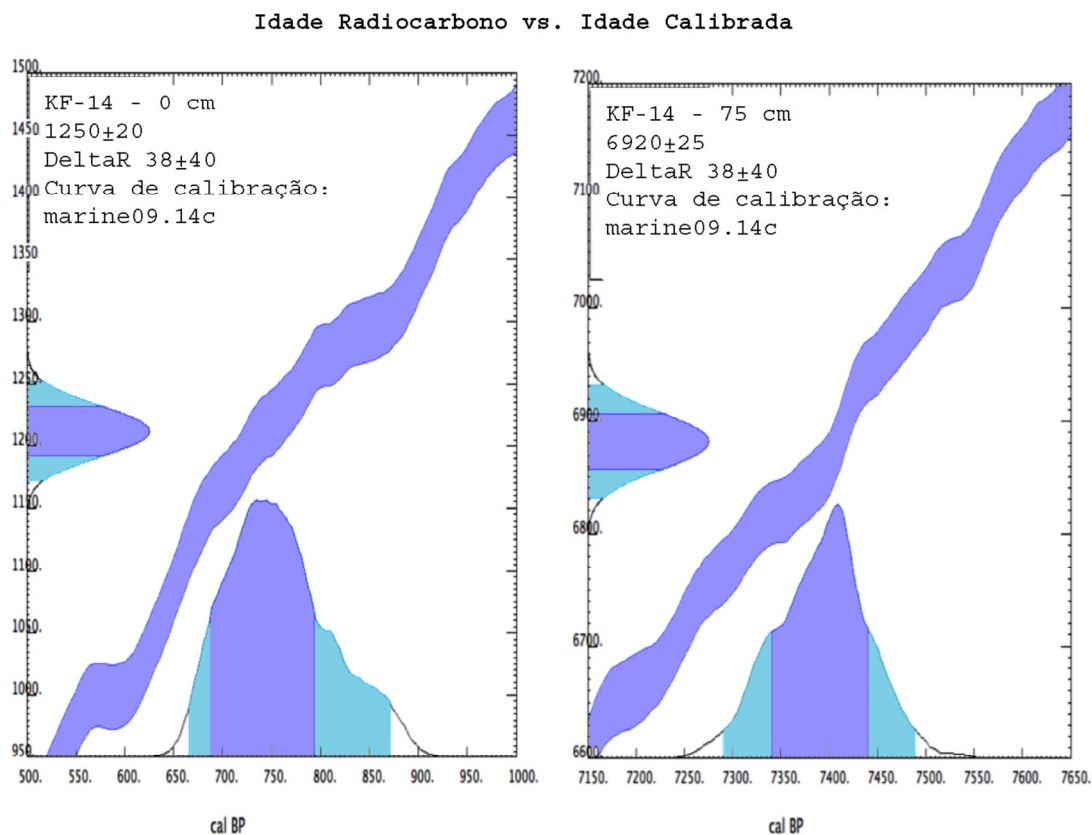


Figura 36. Gráfico de calibração de idades para o testemunho KF14. À esquerda é apresentado o gráfico de calibração para a profundidade de 0 cm; à direita, o gráfico para a profundidade de 75 cm. No eixo y é apresentada a distribuição normal da datação convencional de radiocarbono e no eixo x, a distribuição da datação calibrada. Gráficos gerados pelo *Calib Radiocarbon Calibration Program*. Retirado de Iwai (2010).

Os valores da razão isotópica de carbono (Figura 38) variaram de 2,4‰ (40 cm) a -0,12‰ (430 cm). A curva isotópica apresenta grandes flutuações: nas profundidades 1593, 1100, 900, 835 e 430 cm foram encontrados picos negativos nos valores isotópicos de carbono, quando a disponibilidade de nutrientes deveria ser maior. Nas profundidades 1400, 950, 685 e 40 cm foram encontrados picos positivos nestes valores, indicando o contrário.

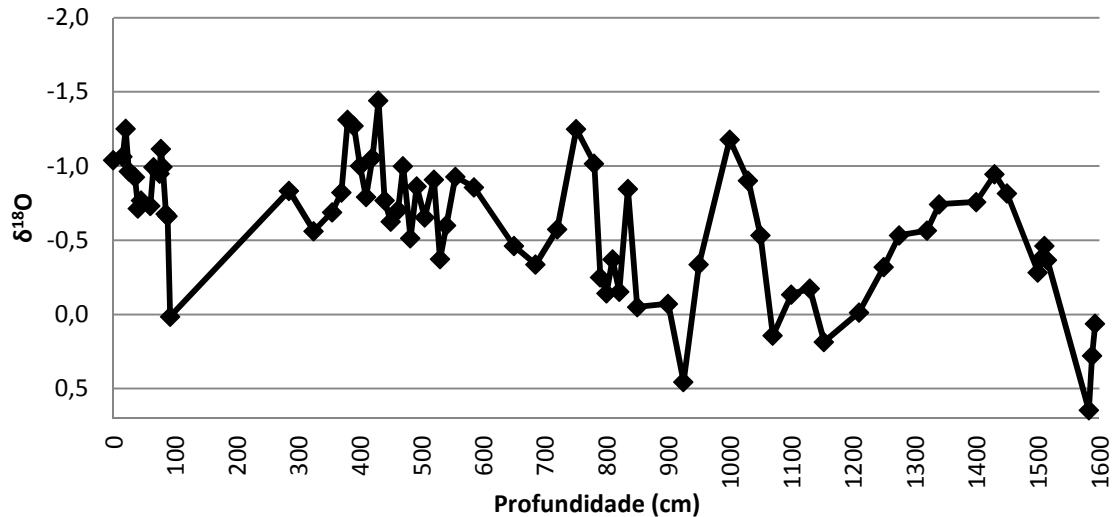


Figura 37. Curva da razão isotópica de oxigênio para o testemunho KF14.

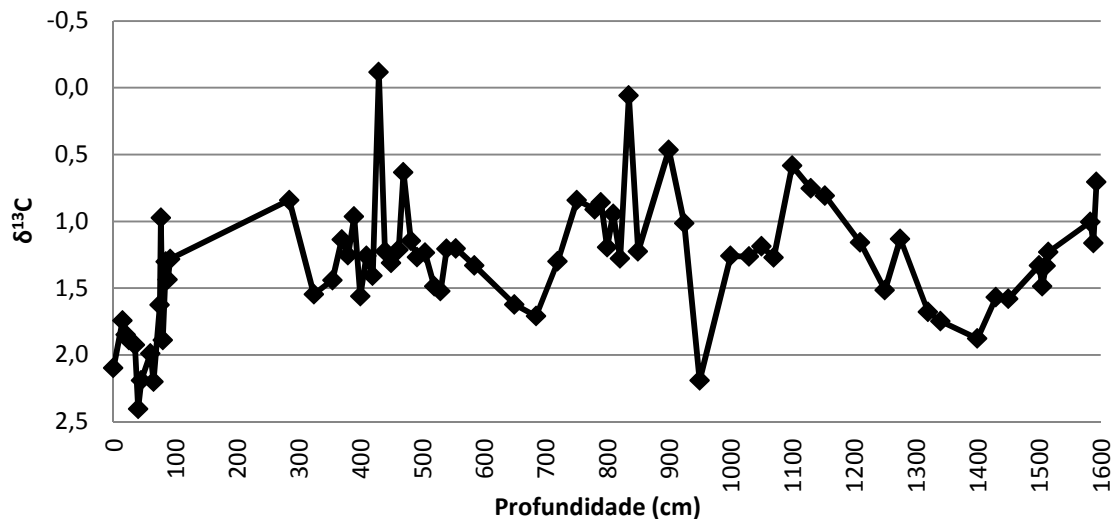


Figura 38. Curva da razão isotópica de carbono para o testemunho KF14.

➤ 7.2.5. Modelo de idade

Para obter-se o modelo de idade, Iwai (2010) buscou correlacionar a curva isotópica de Oxigênio obtida para o testemunho KF14 com a curva padrão LR04 através do programa *Analyseries 2.0*. Novamente, as idades-calendário obtidas por ¹⁴C foram utilizadas como pontos de controle, sendo adicionados mais cinco pontos de correlação visual; com isso, obteve-se um coeficiente de correlação de 0,707104 entre as curvas (excluindo-se o diamictito e amostras anteriores), chegando-se a conclusão de que a base do testemunho KF14 atinge 450 mil anos (Figura 39). A partir destas idades, foram calculadas as taxas de sedimentação para o testemunho.

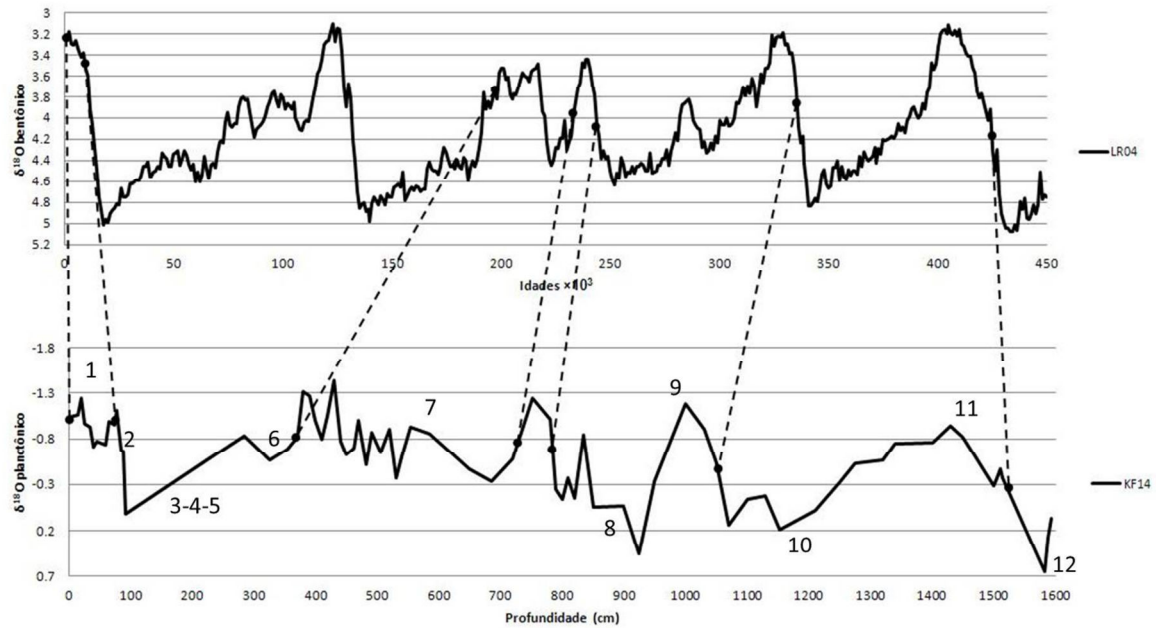


Figura 39. Modelo de idade para o testemunho KF14, a partir de correlação com a curva padrão LR04, com indicação dos Estágios Isotópicos Marinheiros [a partir de Iwai (2010)].

As taxas de sedimentação variaram de 1,55 a 11,23 cm/ky (Figura 40). Durante a maior parte do intervalo estudado, as taxas de sedimentação mantiveram-se relativamente baixas. Entre 234 e 198 mil anos, entretanto, a taxa de sedimentação é bastante elevada (9,7 cm/ky). A partir de 7,4 mil anos, já no EIM 1, as taxas de sedimentação sobem bruscamente, atingindo seu máximo (11,23 cm/ky).

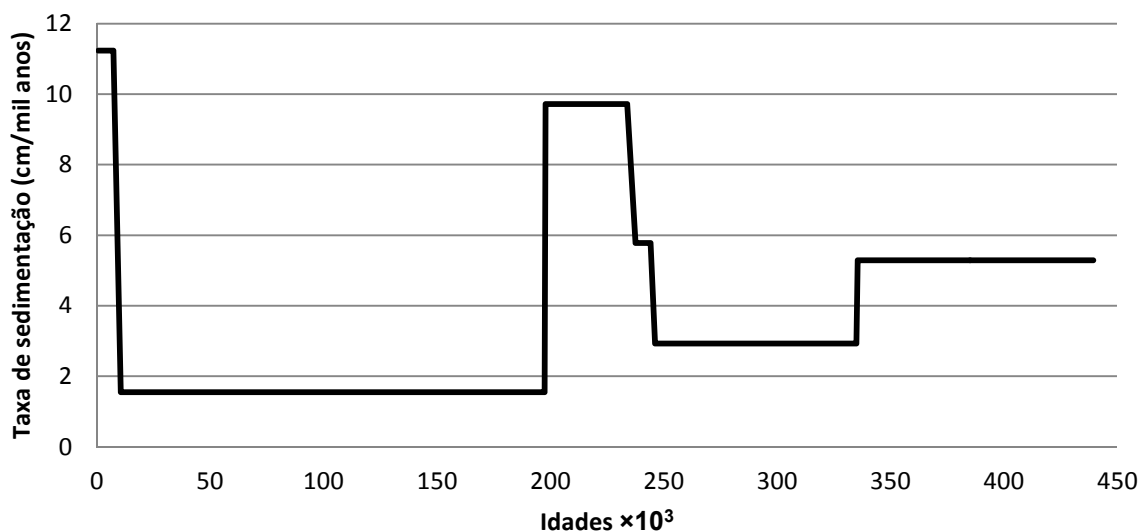


Figura 40. Taxas de sedimentação para o testemunho KF14.

➤ 7.2.6. Teor de CaCO₃

O conteúdo de carbonato encontrado por Fernandes (2010) na fração fina dos sedimentos variou de 12,24 a 57,23%. O intervalo correspondente ao diamictito não foi amostrado. Foram encontrados picos de carbonato nas idades de 4, 205, 238, 300, 328, 377 e 420 mil anos AP, entremeados por depressões há 253-292, 339-354, 386-407 e 436 mil anos AP (Figura 41). Como visto para o testemunho KF13, os períodos de maior conteúdo de carbonato estariam relacionados com períodos quentes, correspondendo aos EIMs 1, 7, 9 e 11.

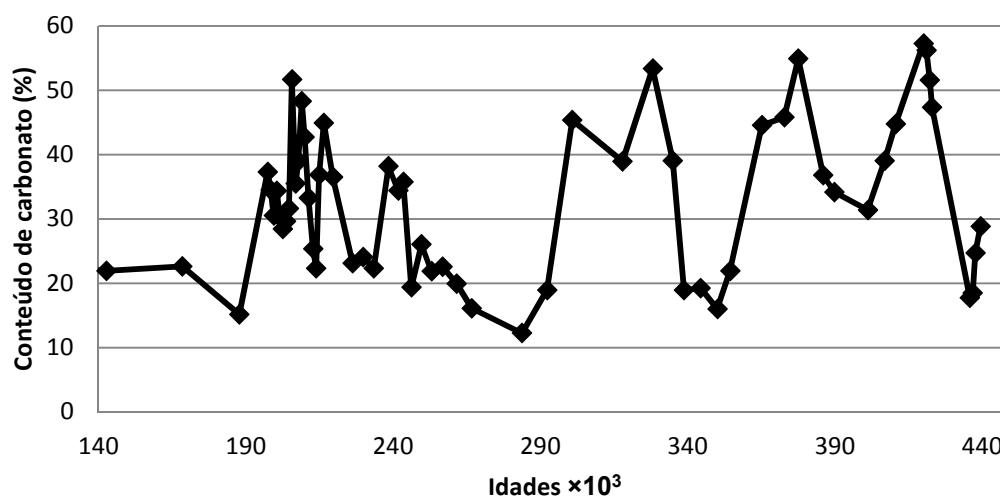


Figura 41. Curva do conteúdo de carbonato do testemunho KF14 [a partir de Fernandes (2010); modelo de idade de Iwai (2010)].

➤ 7.2.7. A sucessão de assembleias de cocolitoforídeos

Para as análises paleoceanográficas a partir das assembleias de cocolitoforídeos optou-se por utilizar somente as amostras anteriores ao diamictito, totalizando 153 amostras. Assim, o intervalo de tempo explorado neste trabalho (140-440 mil anos) é praticamente contínuo ao explorado no testemunho KF13 (2,5-130 mil anos).

No total, 37 táxons de cocolitoforídeos foram identificados, além de *Thoracosphaera* spp. e espículas de ascídias (Tabela 6). Fotos dos principais táxons podem ser vistas em “Anexos”. Neste testemunho foi possível diferenciar espécimes do gênero *Gephyrocapsa* segundo os morfotipos de Bollmann (1997) (*large*, *equatorial*, *oligotrophic*, *transitional*, *cold* e *minute*). Levando isto em consideração, a riqueza taxonômica do testemunho KF14 é um pouco menor do que a encontrada no KF13.

Um problema taxonômico ocorreu em relação à *Emiliana huxleyi* e *Reticulofenestra minuta*. A primeira tem sua primeira aparição ao redor do EIM 8 (Thierstein *et al.*, 1977), e convive com a segunda (de registro mais antigo) durante algum tempo. No entanto, as duas espécies são indistinguíveis ao microscópio óptico e foram agrupadas nos gráficos sob o nome “*Emiliana huxleyi*”, desde o EIM 12. Como a morfologia dos cocólitos está relacionada às preferências ecológicas [ambas são placolitoformes, tidas como espécies “r”-estrategistas (Young, 1994)], consideramos que não houve muita perda de informação paleoceanográfica em função desta impossibilidade de diferenciar as espécies.

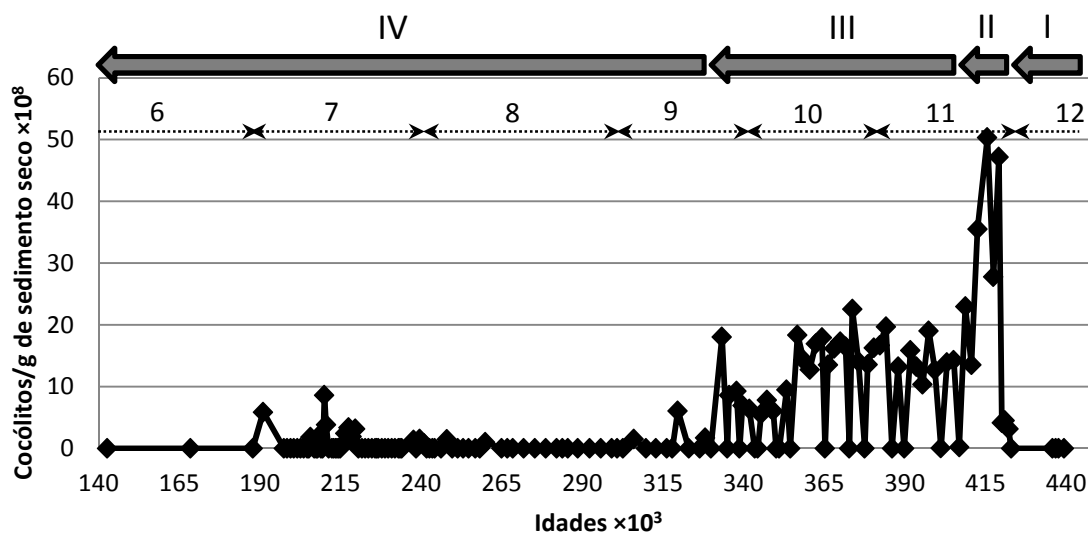


Figura 42. Abundância absoluta total de cocólitoforídeos entre 140 e 440 mil anos AP no testemunho KF14. EIMs 6 a 12 e Partes I a IV indicados na figura (discussão no texto).

A abundância absoluta de cocólitos foi maior no início do EIM 11, atingindo um máximo de $50,3 \times 10^8$; as menores abundâncias foram registradas no EIM 12 e do EIM 9 ao 6, com algumas amostras com abundância próxima a zero (Figura 42).

Baseado na abundância absoluta de cocólitos, o intervalo estudado pode ser dividido em quatro partes:

- Parte I (440 – 420 mil anos): caracterizada por baixos valores da abundância absoluta, em torno de 2×10^8 cocólitos/g de sedimento seco;
- Parte II (420 – 410 mil anos): caracterizada por um abrupto aumento da abundância absoluta, com valores na faixa de 28 a $50,3 \times 10^8$ cocólitos/g de sedimento seco;

Tabela 6. Lista dos táxons identificados nas análises microscópicas do testemunho KF14.

Táxons de coccolitoforídeos (1-37), espículas de ascídias (38) e cistos de dinoflagelados calcários (39)

- 1 *Acanthoica* spp. Lohmann, 1903
- 2 *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud, 1935) Deflandre, 1947
- 3 *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman, 1898) Loeblich & Tappan, 1978 – “intermediário”
- 4 *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman, 1898) Loeblich & Tappan, 1978 – “pequeno”
- 5 *Calciosolenia murrayi* Murray & Hjort, 1912
- 6 *Ceratolithus cristatus* Kamptner, 1950
- 7 *Ceratolithus simplex* Bukry, 1979
- 8 *Ceratolithus telesmus* Norris, 1965
- 9 *Ceratolithus* spp. Kamptner, 1950
- 10 *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930 – “pequeno”
- 11 *Emiliania huxleyi* (Lohmann, 1902) Hay & Molher, 1967
- 12 *Florisphaera profunda* Okada & Honjo, 1973
- 13 *Gephyrocapsa* Kamptner, 1943 – “cold”
- 14 *Gephyrocapsa* Kamptner, 1943 – “equatorial”
- 15 *Gephyrocapsa* Kamptner, 1943 – “large”
- 16 *Gephyrocapsa* Kamptner, 1943 – “minute”
- 17 *Gephyrocapsa* Kamptner, 1943 – “oligotrophic”
- 18 *Gephyrocapsa* Kamptner, 1943 – “transitional”
- 19 *Helicosphaera carteri* (Wallich, 1877) Kamptner, 1954
- 20 *Helicosphaera hyalina* Gaarder, 1970
- 21 *Helicosphaera inversa* (Gartner, 1977) Theodoris, 1984
- 22 *Helicosphaera pavementum* Okada & McIntyre, 1977
- 23 *Helicosphaera wallichii* (Lohman, 1902) Boudreaux & Hay, 1969
- 24 *Neosphaera coccolithomorpha* Lecal-Schauder, 1950
- 25 *Pontosphaera japonica* (Takayama, 1967) Nishida, 1971
- 26 *Pontosphaera multipora* (Kamptner, 1948) Roth, 1970
- 27 *Pontosphaera* spp. Lohmann, 1902
- 28 *Reticulofenestra minutula* (Gartner, 1967) Haq & Berggren, 1978
- 29 *Rhabdosphaera claviger* Murray & Blackman, 1898
- 30 *Rhabdosphaera stilyfera* Lohmann, 1902
- 31 *Scyphosphaera apsteinii* Lohmann, 1902 f. *apsteinii* Gaarder, 1970
- 32 *Scyphosphaera apsteinii* Lohmann, 1902 f. *dilatata* Gaarder, 1970
- 33 *Syracosphaera histrica* (Kamptner, 1964) Sachs & Skinner, 1973
- 34 *Syracosphaera pulchra* Lohman, 1902
- 35 *Umbellosphaera irregularis* Paasche, 1955
- 36 *Umbilicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse, 1901) Gaarder, 1970 var. *foliosa* Okada & McIntyre, 1977
- 37 *Umbilicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse, 1901) Gaarder, 1970 var. *sibogae* Okada & McIntyre, 1977
- 38 Didemnidae Milne Edwards. 1891
- 39 *Thoracosphaera* spp. Kamptner, 1927

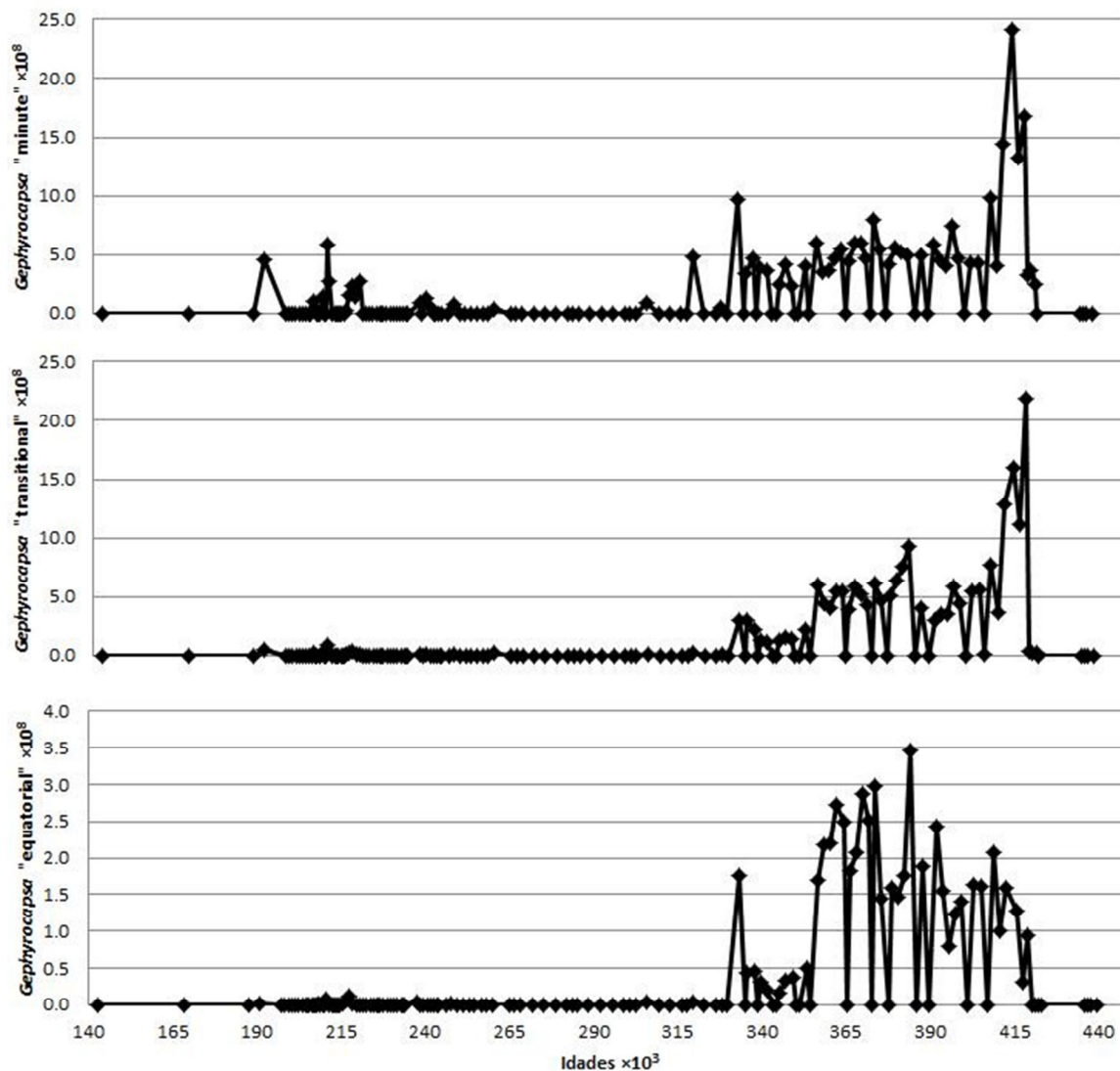


Figura 43a. Abundância absoluta de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

- Parte III (410 – 330 mil anos): caracterizada por valores moderados da abundância absoluta, em torno de $11,5 \times 10^8$ cocólitos/g de sedimento seco, com muitas oscilações;

- Parte IV (330 – 140 mil anos): caracterizada por baixos valores da abundância absoluta, em torno de $4,3 \times 10^8$ cocólitos/g de sedimento seco.

Embora a concentração de cocólitos/g de sedimento seco atinja maiores proporções no testemunho KF14, de modo geral ele é mais pobre do que o testemunho KF13, exceto no intervalo entre 420-330 mil anos.

Como visto para o testemunho KF13 e é comum em assembleias de cocolitoforídeos do Quaternário tardio, alguns táxons placolitoformes são muito mais abundantes que os demais e são responsáveis pelo comportamento da curva de

abundância absoluta total de cocolitoforídeos. No caso do testemunho KF14, estes táxons são: *Gephyrocapsa* “minute” (máximo: $24,18 \times 10^8$; mínimo: $0,02 \times 10^8$), “transitional” (máximo: $21,87 \times 10^8$; mínimo: $0,02 \times 10^8$), “equatorial” (máximo: $3,45 \times 10^8$; mínimo: $0,006 \times 10^8$) e “oligotrophic” (máximo: $2,39 \times 10^8$; mínimo: $0,007 \times 10^8$). *Emiliana huxleyi* não é tão relevante, pois seu apogeu se dá posteriormente ao intervalo de tempo investigado. *Florisphaera profunda* (máximo: $33,33 \times 10^8$; mínimo: $0,36 \times 10^8$) também é muito importante nestas assembleias (Figura 43a-c). Novamente, as curvas de abundância absoluta destes táxons são muito semelhantes apesar de suas preferências ecológicas distintas (ver “Discussão”).

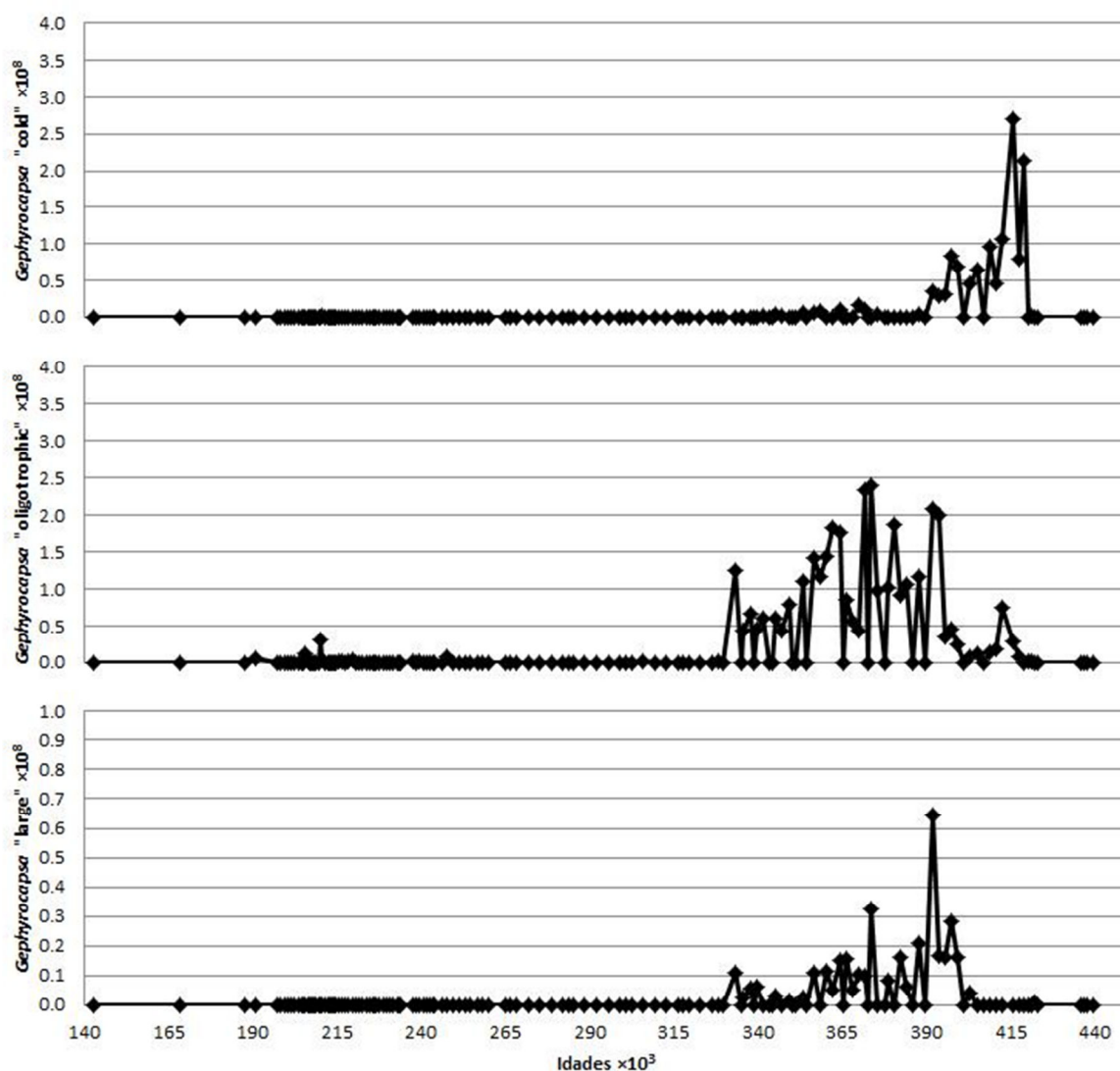


Figura 43b. Abundância absoluta de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

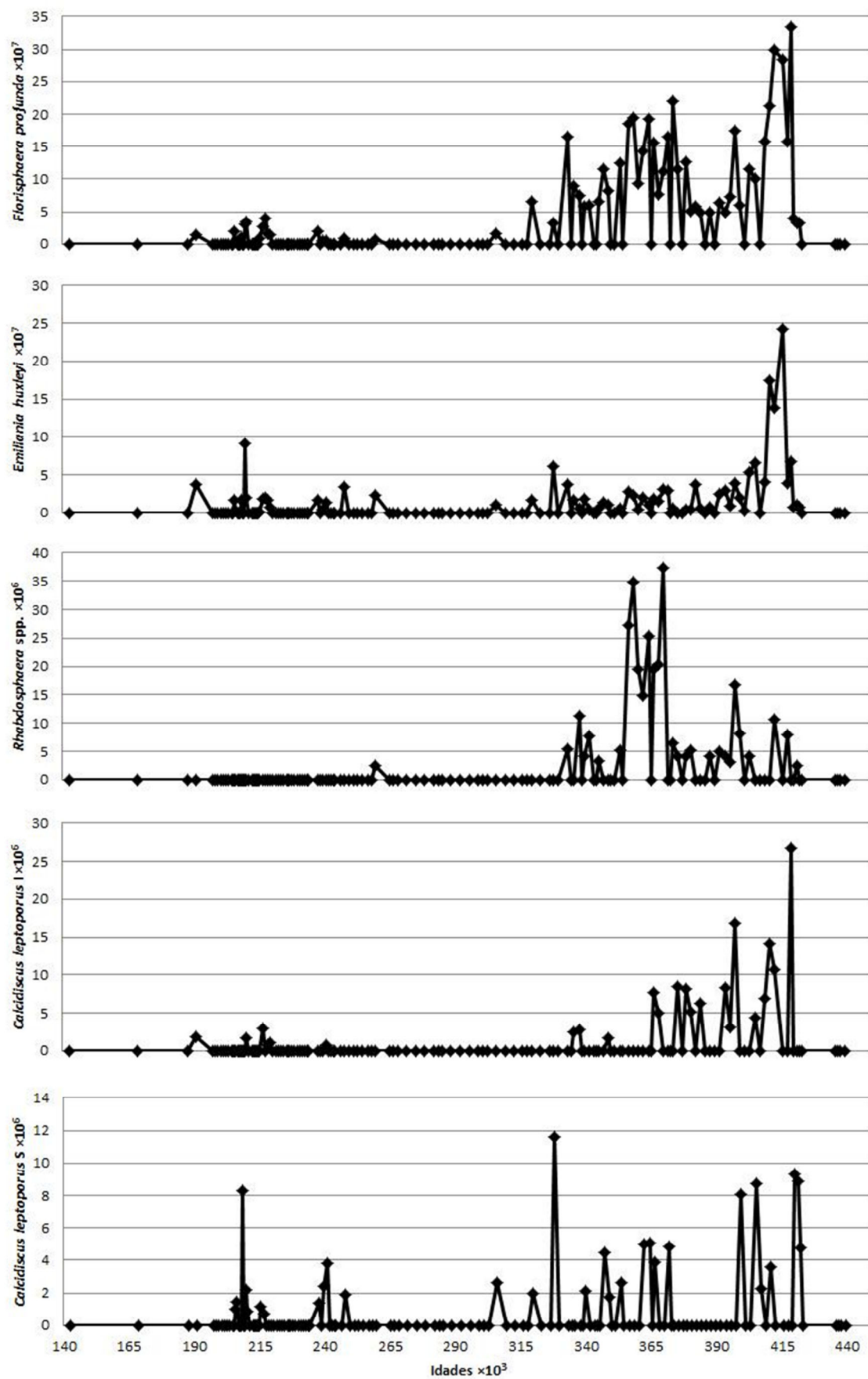


Figura 43c. Abundância absoluta de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

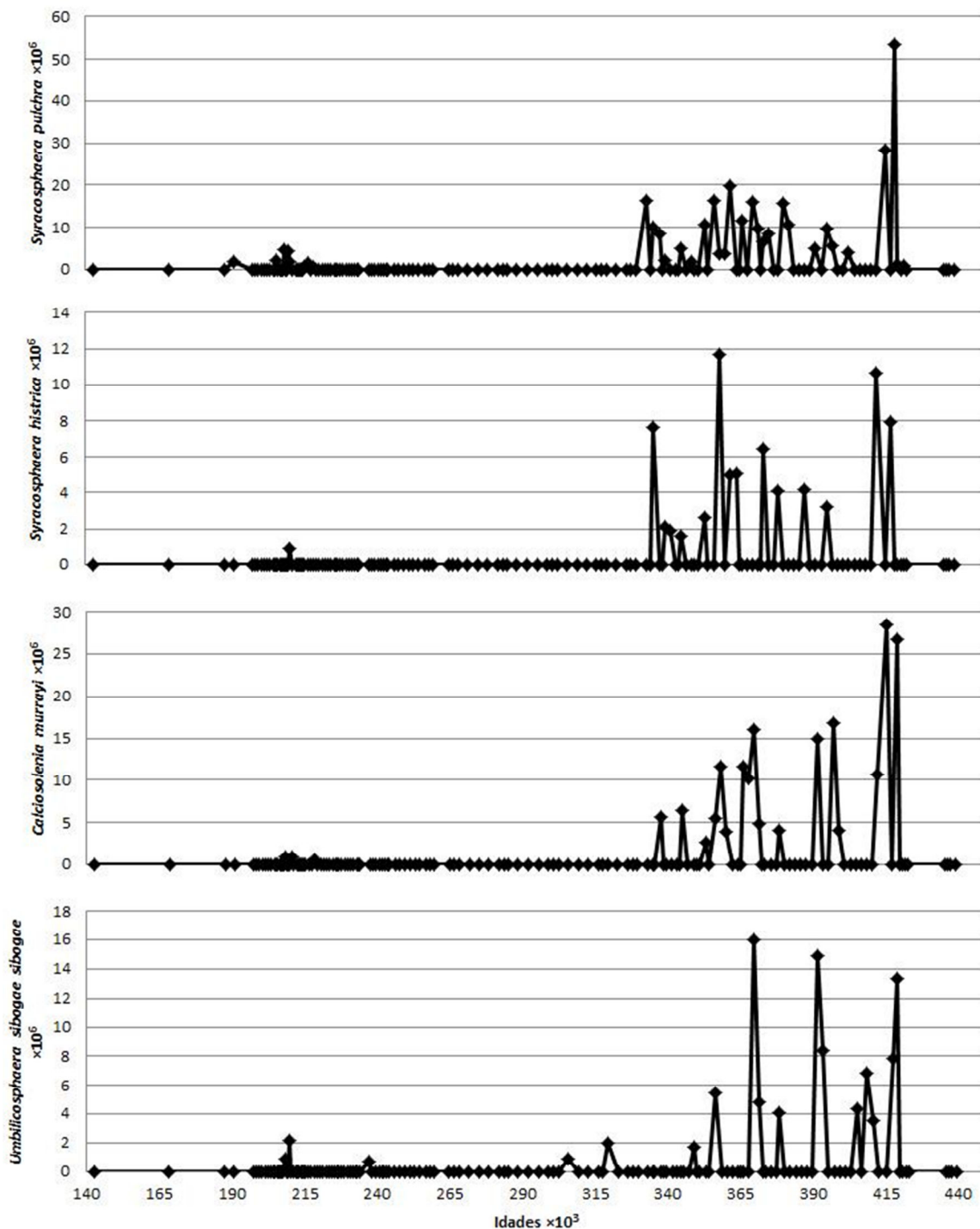


Figura 43d. Abundância absoluta de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

Observando a abundância relativa destes táxons (Figura 46a-c), fica clara a dominância deles sobre os demais. As porcentagens somadas de *Gephyrocapsa* “minute”, “transitional”, “equatorial” e “oligotrophic” chegam a 95,5% (mínimo: 30,6%). Já *Florisphaera profunda* atinge 19,4% (mínimo: 2,49%). Em uma amostra

(328 mil anos), *Emiliana huxleyi* chega a contribuir com 35% do total de cocolitoforídeos. Todos os demais táxons totalizam no máximo 32,25%.

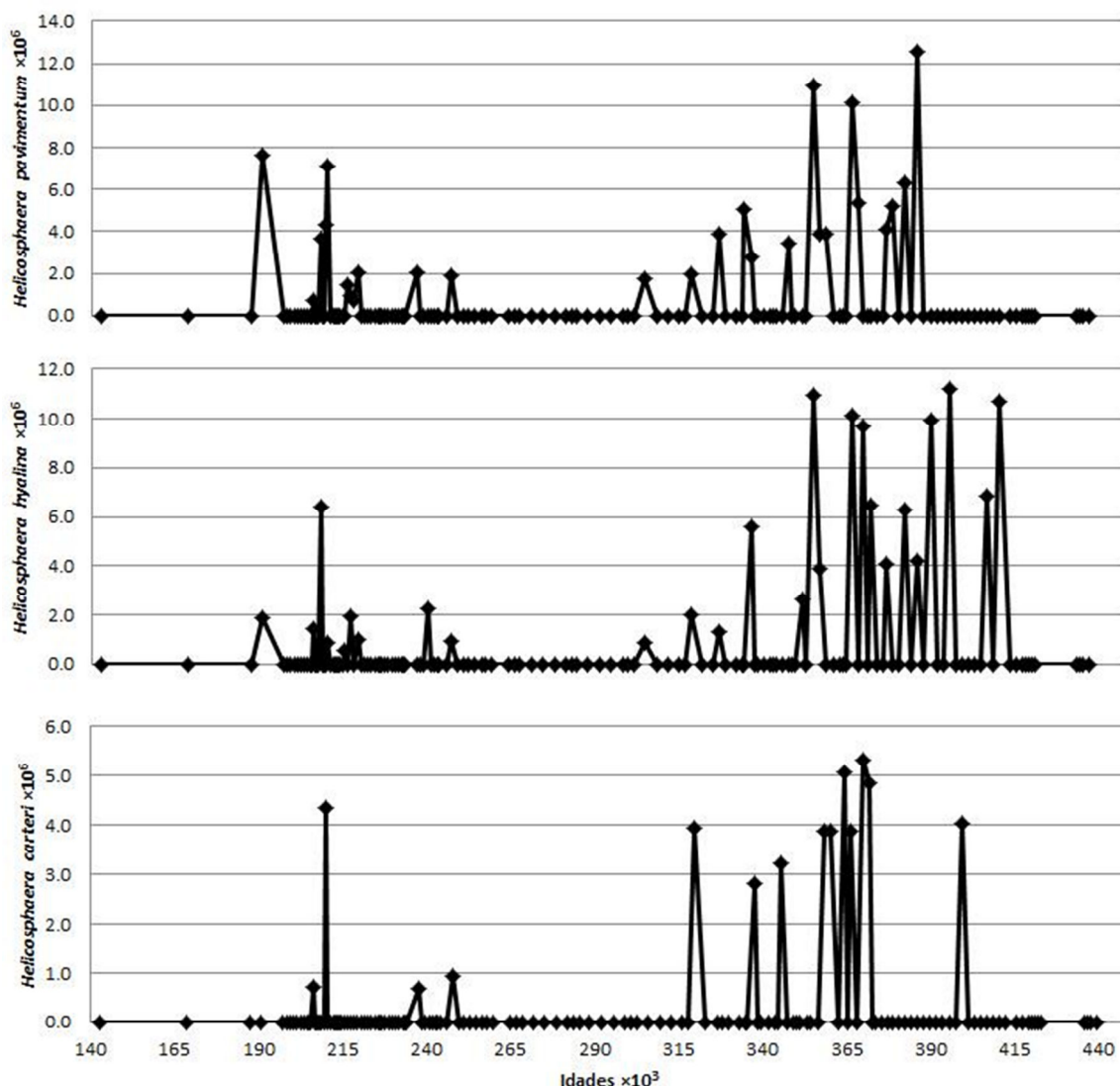


Figura 43e. Abundância absoluta de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

- Parte I (intervalo de tempo estimado: 440 – 420 mil anos)

Neste intervalo, todos os táxons apresentam baixíssimas abundâncias absolutas, tanto os dominantes quanto os menos comuns, incluindo *Thoracosphaera* spp. e espículas de ascídias (Figura 43).

Quanto à abundância relativa, *Gephyrocapsa* “minute” é o táxon dominante na Parte I, seguido de *Gephyrocapsa* “transitional” (Figura 46a) e *Florisphaera profunda*. Destaca-se também *Calcidiscus leptoporus* “small” (Figura 46c).

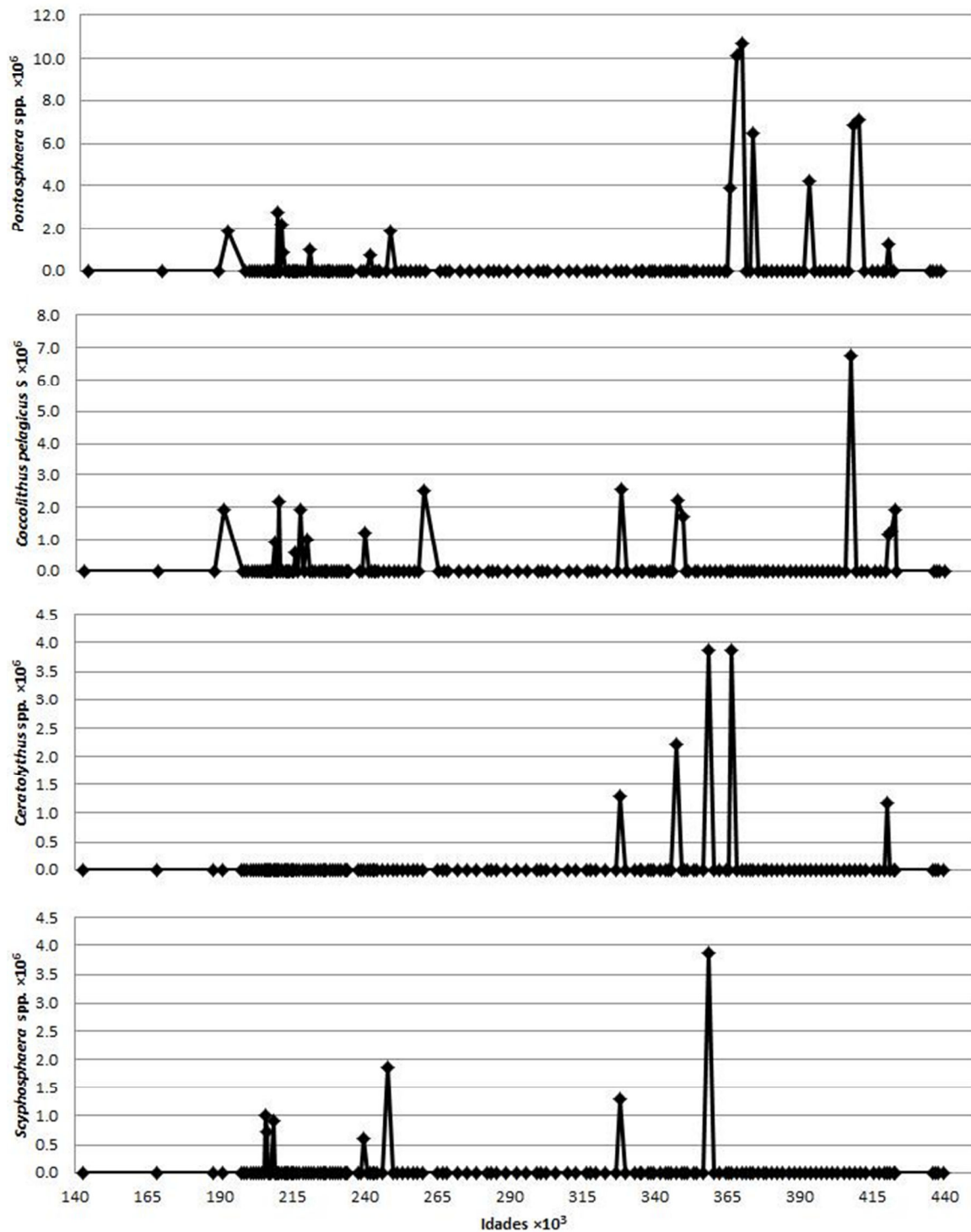


Figura 43f. Abundância absoluta de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

- Parte II (intervalo de tempo estimado: 420 – 410 mil anos)

Neste intervalo, a abundância absoluta de muitos táxons aumentou consideravelmente. É aqui que *Gephyrocapsa* “minute”, “transitional” e “cold”, *Emiliana huxleyi* (que neste momento corresponde, na realidade, à *Reticulofenestra*

minuta) e *Florisphaera profunda* atingem seus picos (Figuras 43a-c). Um crescimento marcante foi também observado nas abundâncias absolutas de *Gephyrocapsa* “oligotrophic” e “equatorial”, *Calcidiscus leptoporus* “intermediate”, *Syracosphaera pulchra*, *S. histrica*, *Calciosolenia murrayi* e de espículas de ascídias (Figuras 43a-d).

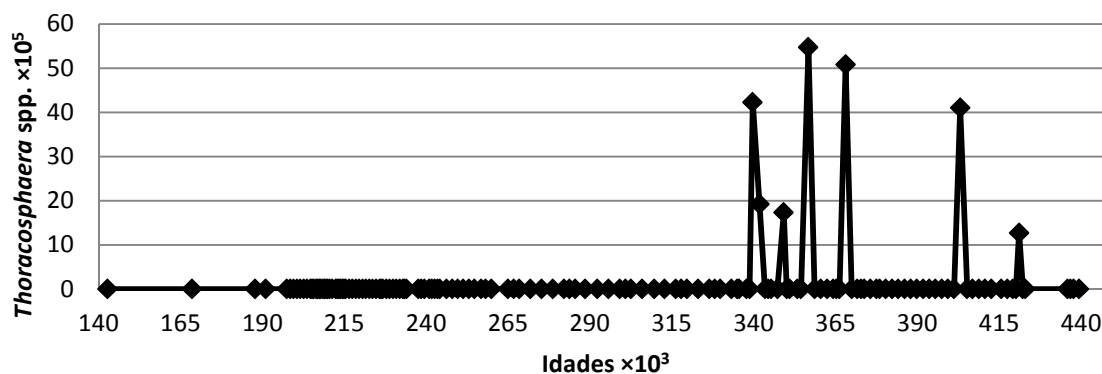


Figura 44. Abundância absoluta de cistos de dinoflagelados calcários entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14.

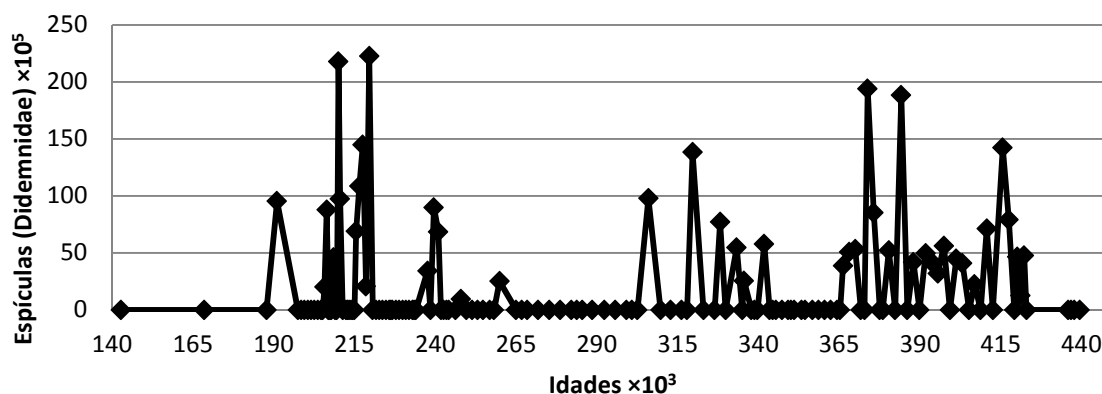


Figura 45. Abundância absoluta de espículas de ascídias (Didemnidae) entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14.

Gephyrocapsa “transitional” e “minute” são os táxons dominante neste intervalo (Figura 46a). Destaca-se também *Gephyrocapsa* “cold” (Figura 46b). No final da Parte II, a abundância relativa de *Florisphaera profunda* atinge 15,7% (Figura 46c).

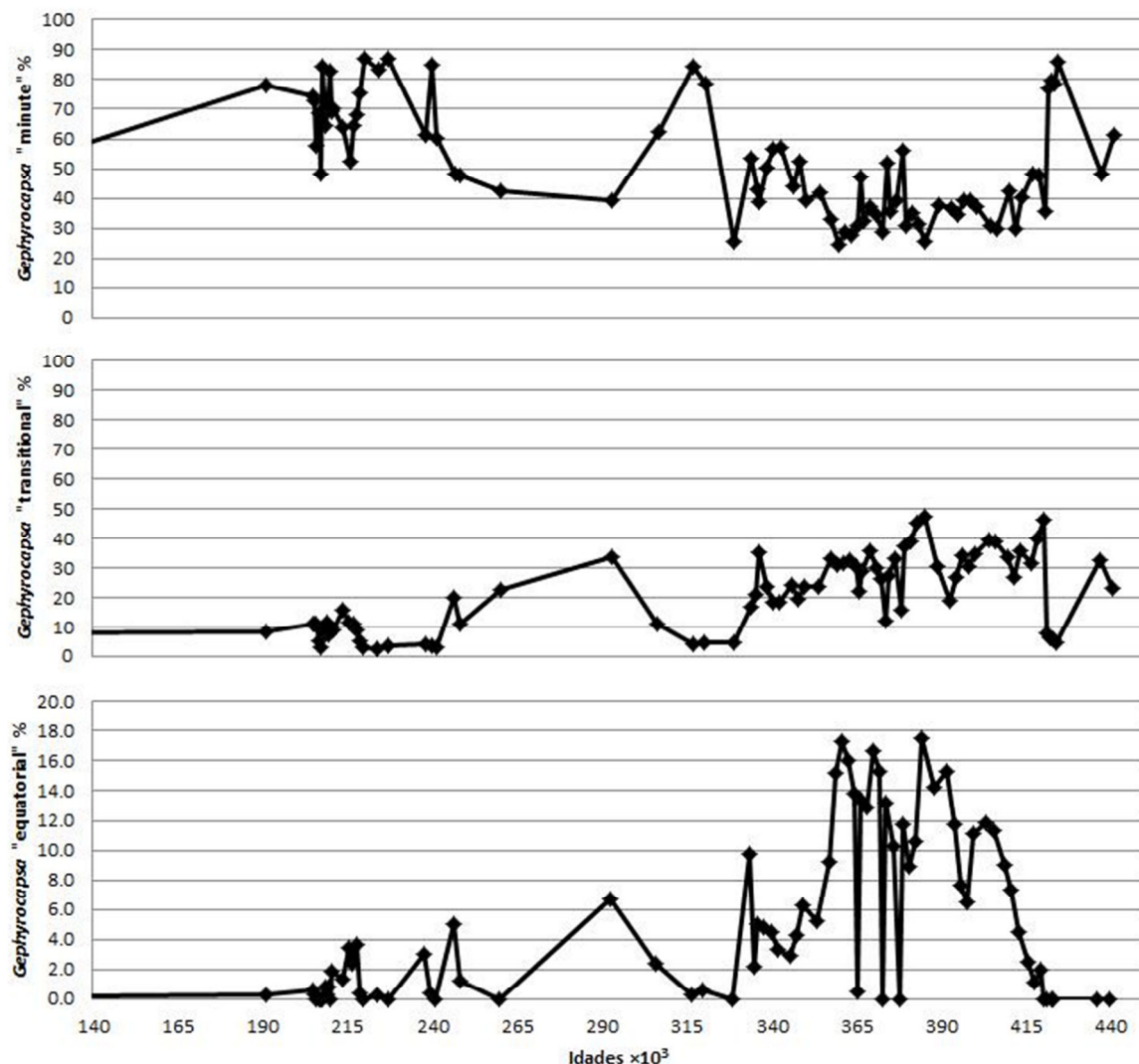


Figura 46a. Abundância relativa (%) de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

- Parte III (intervalo de tempo estimado: 410 – 330 mil anos)

Neste intervalo, *Gephyrocapsa* “minute”, “transitional” (Figura 43a) e “cold” (Figura 43b), *Florisphaera profunda* e *Emiliania huxleyi* (Figura 43c) tiveram sua abundância absoluta muito reduzida quando comparada ao intervalo anterior. Já *Gephyrocapsa* “equatorial” e “oligotrophic” (Figura 43a-b) apresentam os maiores valores encontrados no testemunho. *Gephyrocapsa* “large” (Figura 43b), até então incipiente, apresenta no início da Parte III seu pico, decaindo posteriormente para valores medianos. Destacam-se *Rhabdosphaera* spp. (Figura 43c), *Helicosphaera pavementum*, *H. hyalina* e *H. carteri* (Figura 43e).

Quanto à abundância relativa, as populações de *Gephyrocapsa* “minute” parecem diminuir enquanto as de *Gephyrocapsa* “transitional” aumentam, e ambas dominam a assembleia na Parte III (Figura 46a). São também importantes *Gephyrocapsa* “equatorial” (Figura 46a), “cold” e “oligotrophic” (Figura 46b). Destaca-se também *Rhabdosphaera* spp. (Figura 46c).

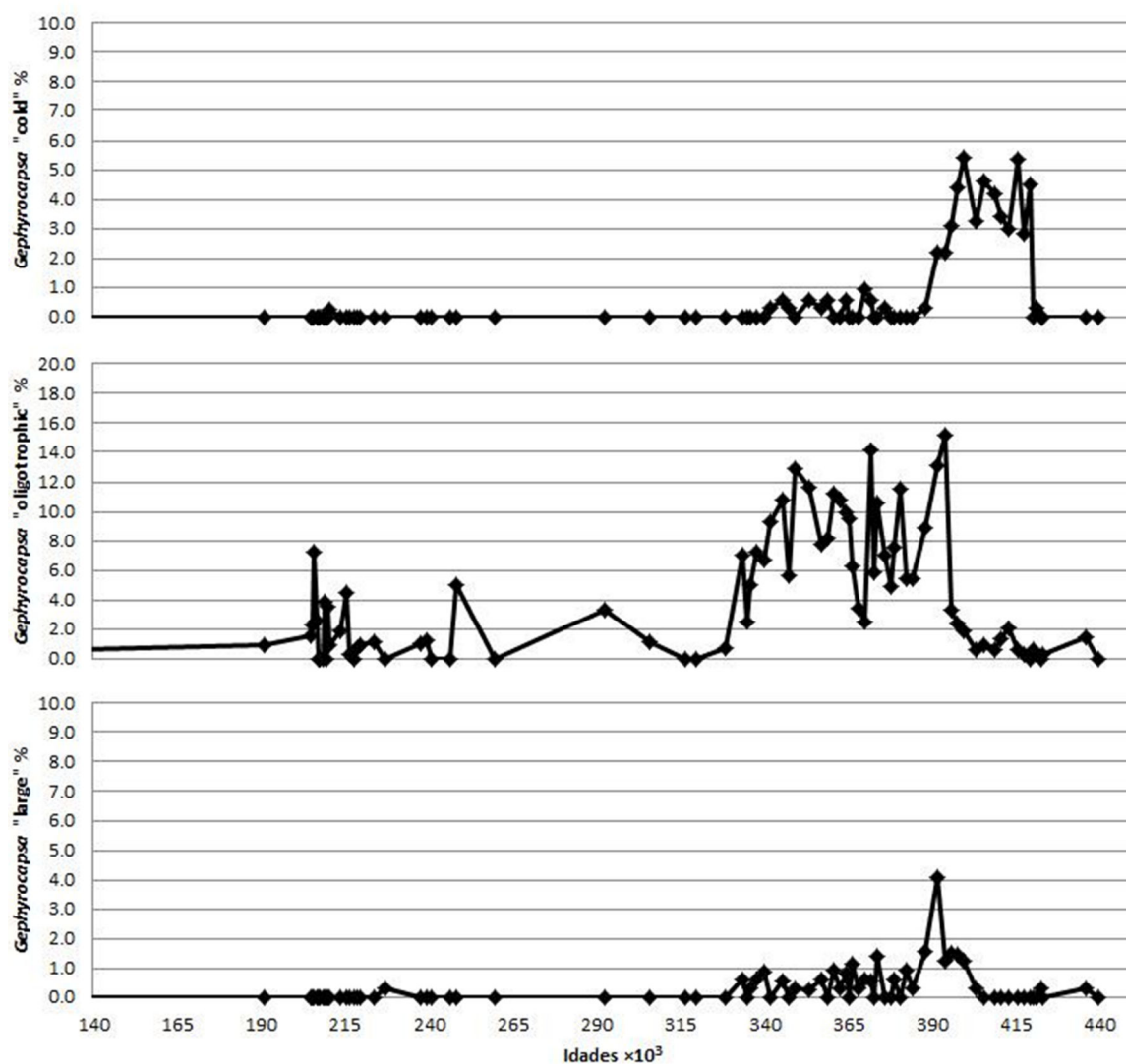


Figura 46b. Abundância relativa (%) de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

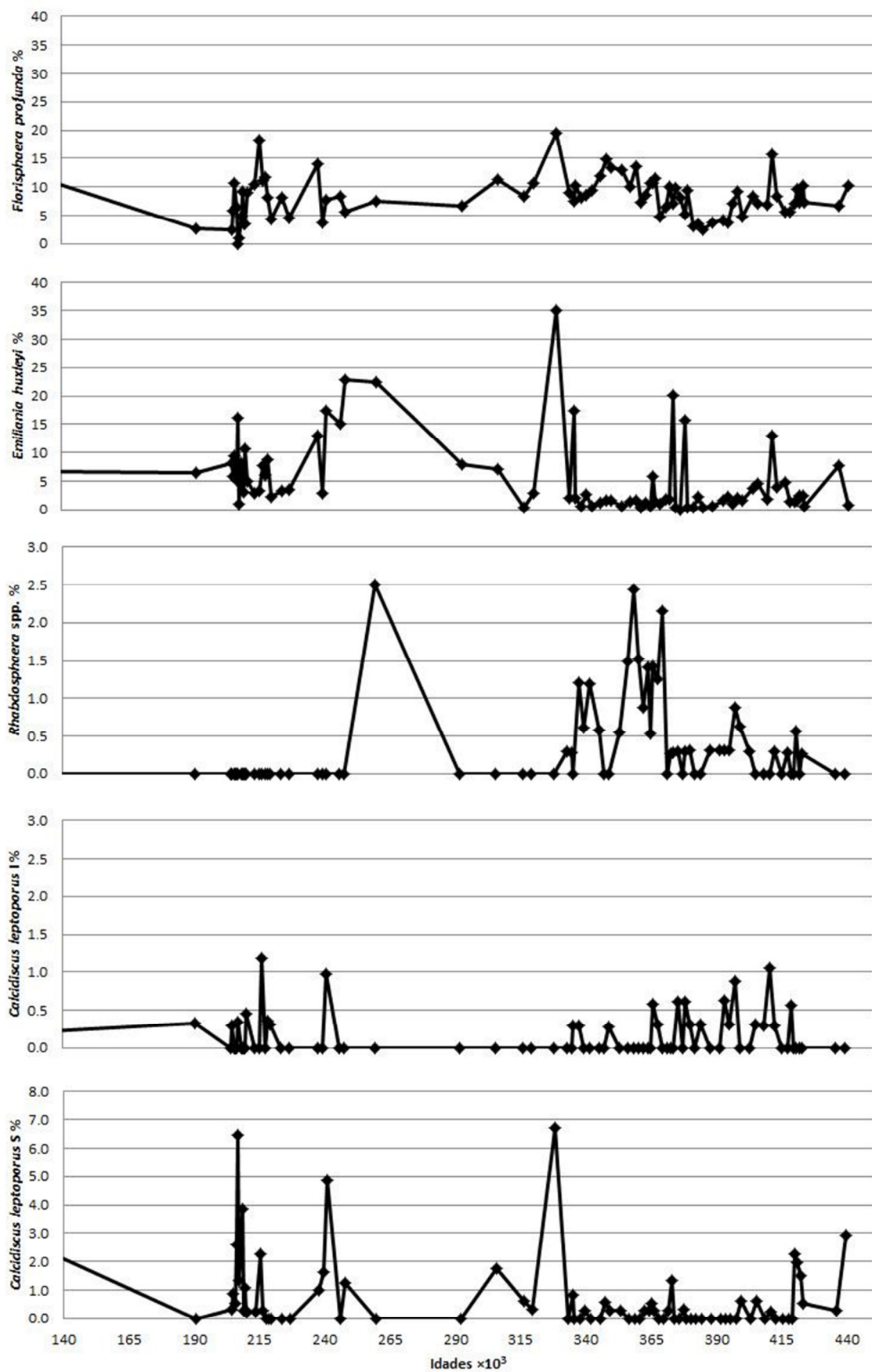


Figura 46c. Abundância relativa (%) de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

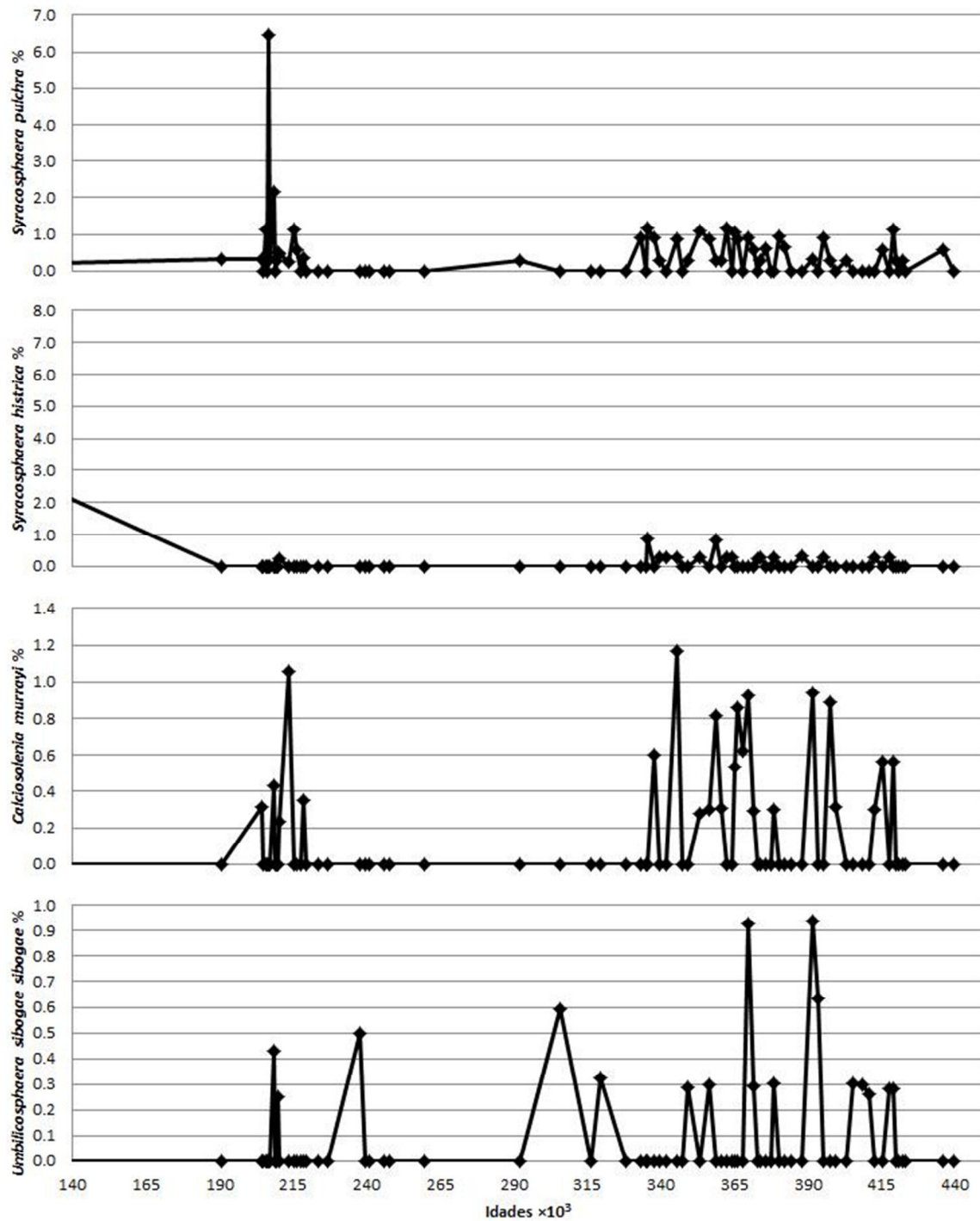


Figura 46d. Abundância relativa (%) de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

- Parte IV (intervalo de tempo estimado: 330 – 140 mil anos)

Todos os táxons abundantes no testemunho apresentam na Parte IV uma diminuição muito grande de sua abundância absoluta, presente até o fim do intervalo de tempo estudado (Figura 43). Apenas *Helicosphaera* spp. (Figura 43e) e espículas de

ascídias (Figura 45) mostram picos de concentração na parte IV similares aos encontrados na Parte III.

O intervalo é dominado por *Gephyrocapsa* “minute”, seguido de *Gephyrocapsa* “transitional” (Figura 46a) e *Florisphaera profunda*. *Emiliana huxleyi* apresenta um aumento expressivo em sua abundância relativa ao redor de 260 mil anos, decaindo posteriormente (Figura 46c). *Gephyrocapsa* “equatorial” e “oligotrophic” (Figura 46a-b) apresentam porcentagens reduzidas quando comparadas aos intervalos anteriores. Destacam-se *Calcidiscus leptoporus* “small” (Figura 46c), *Syracosphaera pulchra* (Figura 46d), *Helicosphaera hyalina*, *H. carteri* (Figura 46e), *Pontosphaera* spp. (Figura 46f) e espículas de ascídias (Figura 48).

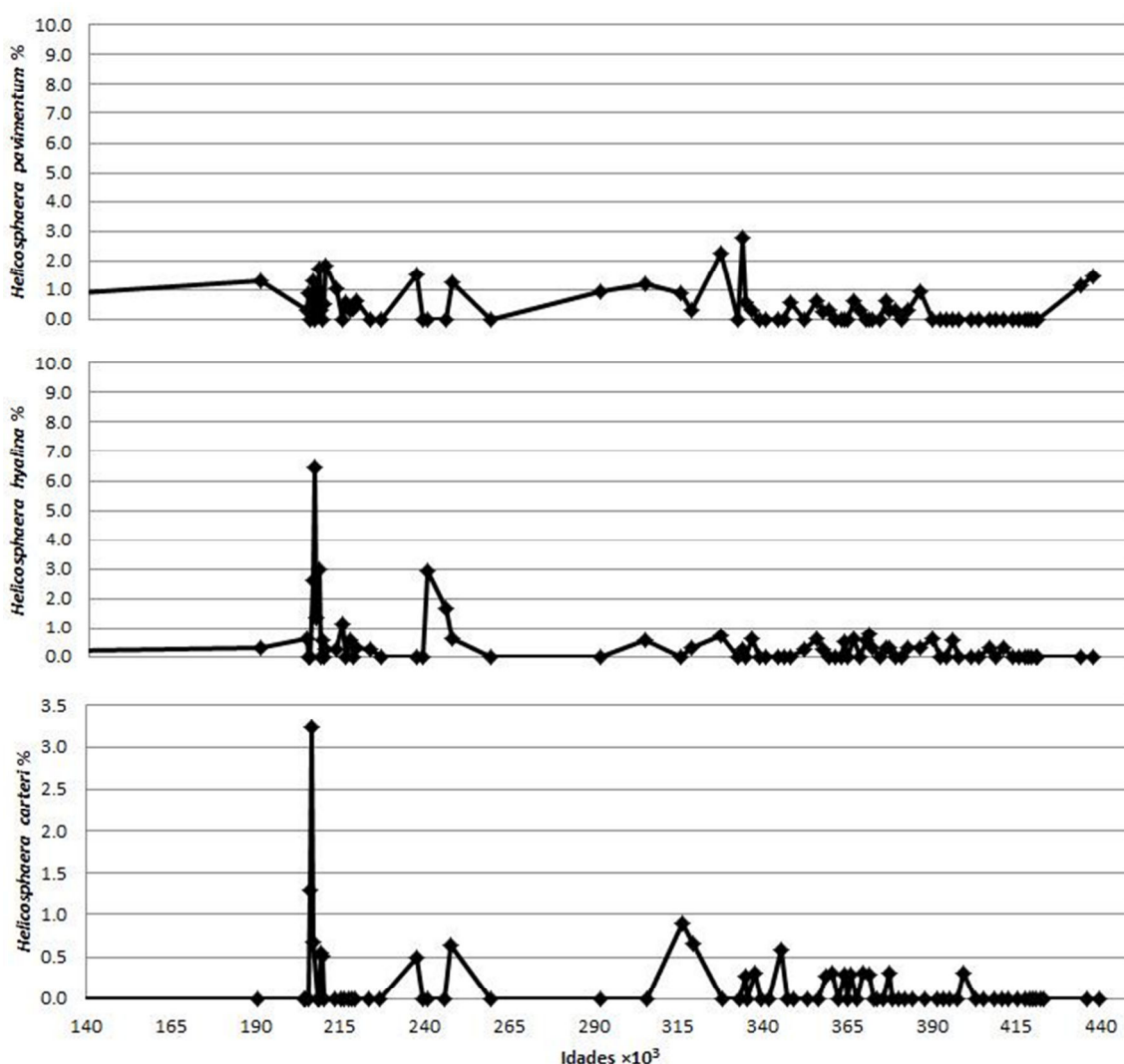


Figura 46e. Abundância relativa (%) de táxons de cocolitoforóides frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

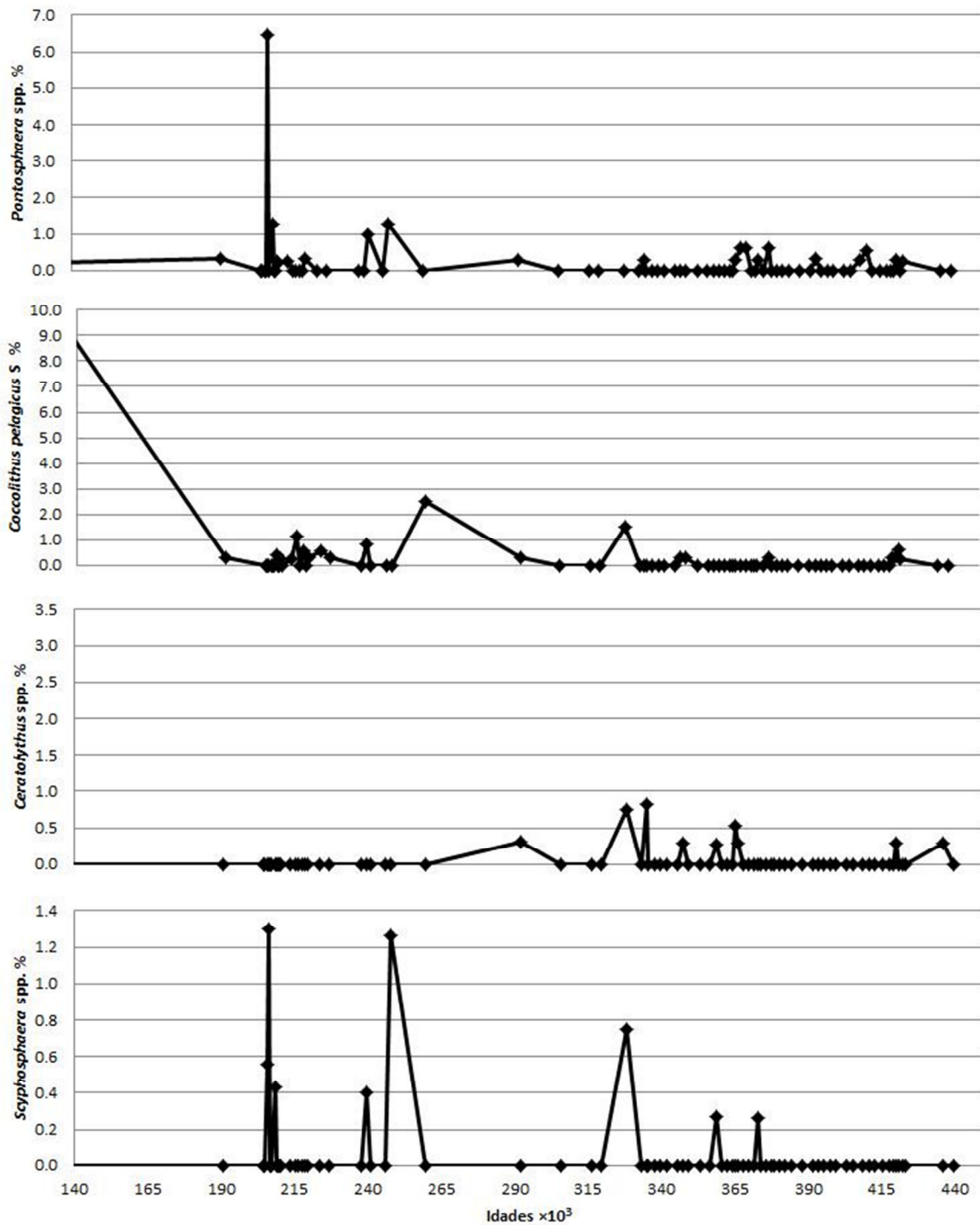


Figura 46f. Abundância relativa (%) de táxons de cocolitoforídeos frequentes entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. As escalas são diferentes para auxiliar na visualização.

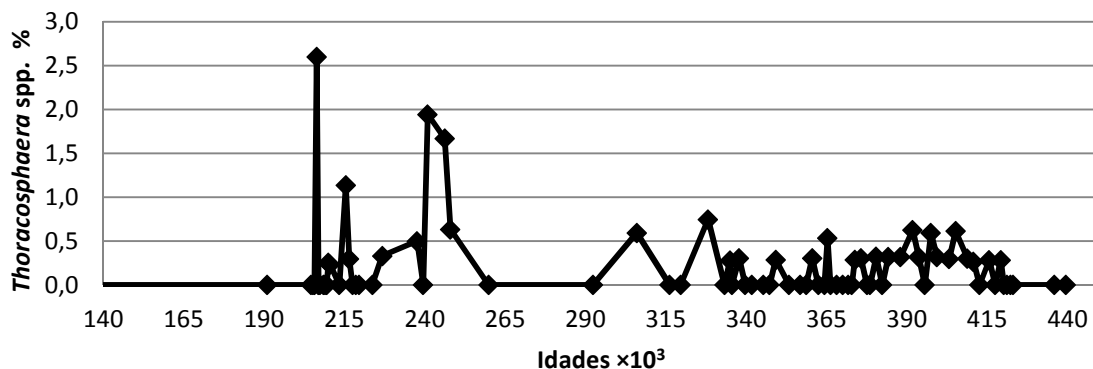


Figura 47. Abundância relativa (%) de cistos de dinoflagelados calcários entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14.

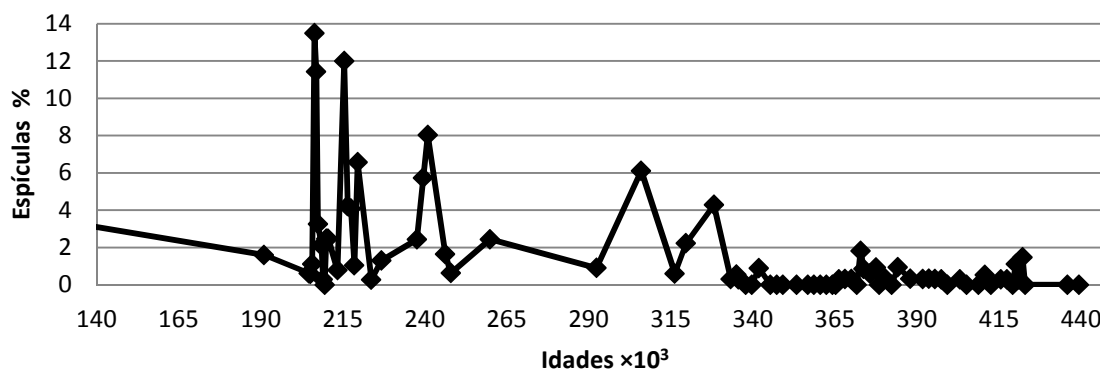


Figura 48. Abundância relativa (%) de espículas de ascídias entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14.

➤ 7.2.8. Análises paleoceanográficas com base em coccolitoforídeos

Assim como para o testemunho KF13, utilizou-se o índice Taxa N (TN) como indicativo da paleoprodutividade primária (Flores *et al.*, 2000), ilustrada na Figura 49. Os valores da TN flutuaram entre 0,77 e 1. A curva comportou-se da seguinte forma ao longo do intervalo estudado:

- Parte I (440 – 420 mil anos): apresenta altos valores;
- Parte II (420 – 410 mil anos): é caracterizada por altos valores, mas com expressiva queda ao redor de 410 mil anos;
- Parte III (410 – 330 mil anos): o início do intervalo apresenta altos valores, que vão progressivamente decaindo; ao final da Parte III, há um novo aumento da TN;
- Parte IV (330 – 140 mil anos): inicia com o menor valor registrado no testemunho, mas a TN prossegue subindo (maiores valores registrados) até 190 mil anos

(apresentando novas quedas abruptas ao redor de 240 e 215 mil anos). A partir daí, a tendência da TN é de queda dos valores.

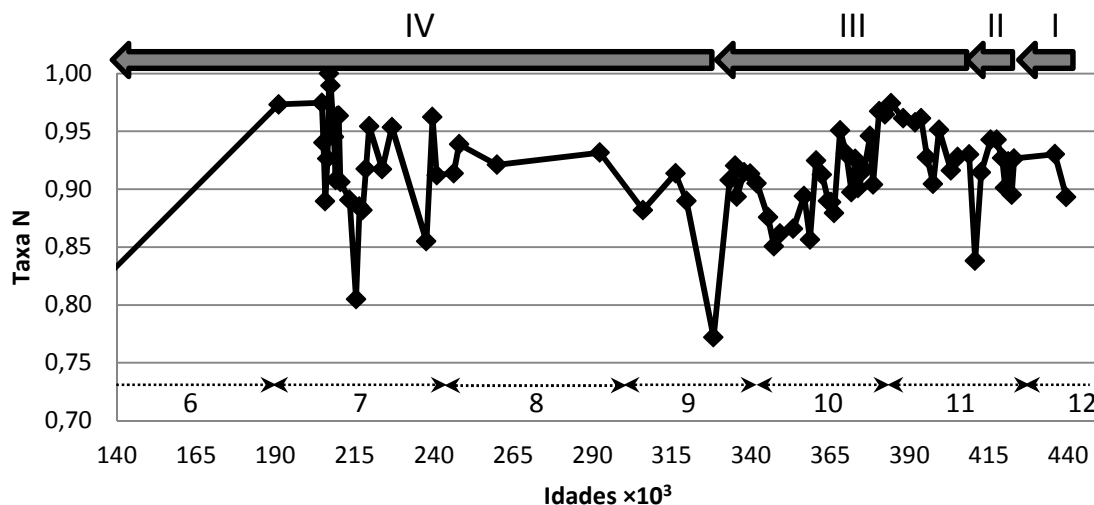


Figura 49. Paleoprodutividade medida pela Taxa N entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14. EIM 6 a 12 e Partes I a IV indicados na figura (discussão no texto).

A primeira vista, não se observa neste testemunho a correspondência entre alta abundância absoluta e baixa TN vista para o KF13. No entanto, observando os dados com maior cuidado, não há no testemunho KF14 intervalos de baixa TN, apenas amostras isoladas com valores menores; desconsiderando-se estas amostras, o valor da TN é sempre superior a 0,85. Ainda, com exceção da Parte II, o restante do testemunho é muito pobre em cocólitos. Assim, na maior parte do testemunho KF14, intervalos de baixa abundância absoluta correspondem a intervalos de alta TN, ainda que a relação não guarde proporcionalidade entre as duas variáveis. Na Parte II, observamos uma abundância muito alta (muito maior do que os picos encontrados no testemunho KF13), e uma TN apresentando um comportamento muito similar, embora não tão alta. Podemos ter aqui uma situação de excessão, relacionada a eventos tipo *bloom*, quando as populações de cocolitoforídeos se tornam tão densas que não permitem o desenvolvimento de outros grupos. Esta questão será melhor explorada no capítulo “Discussão”.

Conforme Bollmann (1997), algumas inferências paleoambientais podem ser obtidas observando a proporcionalidade entre os morfotipos de *Gephyrocapsa* ao longo do testemunho. *Gephyrocapsa* “minute” domina quase todo o intervalo e é sempre bem representada; apresenta as menores porcentagens durante as Partes II e III (entre 420-328 mil anos), e é só aí que os outros morfotipos alcançam alguma expressividade; este

morfotipo não apresenta preferências ambientais ou geográficas definidas (é cosmopolitas), sendo mais frequente próximo à costa. Ao longo de todo o intervalo estudado, o comportamento do gráfico da abundância relativa de *Gephyrocapsa* “minute” é um espelho do de *Gephyrocapsa* “transitional”. Este é o segundo morfotipo mais abundante, destacando-se durante as Partes II e III (420-335 mil anos). Está relacionado a áreas com temperaturas entre 19-20°C; assim, as Partes II e III poderiam ter sido, de modo geral, um intervalo mais frio (atualmente, a média anual da SST é de 24 °C), mas apresentando flutuações de temperatura. No entanto, outras questões devem ser consideradas, como veremos no capítulo “Discussão”.

Episódios mais frios e/ou produtivos dentro das Partes II e III são indicados por *Gephyrocapsa* “cold” e “large”. *Gephyrocapsa* “cold” apresenta picos de abundância relativa durante o EIM 11 (415 e 400 mil anos), e está relacionada com regiões moderadamente produtivas com temperaturas menores que 21°C. Há também um pico de *Gephyrocapsa* “large” ao redor de 390 mil anos (EIM 11). Apesar de pouquíssimo representado, este morfotipo é dominante em regiões de ressurgência, podendo ocorrer fora destas (indica regiões produtivas), em temperaturas entre 18-23°C. Estes picos coincidem com momentos em que a TN é alta; assim, propostas de diferentes autores indicam estes como momentos de maior produtividade.

Flutuações para temperaturas mais quentes dentro das Partes II e III são sugeridas por *Gephyrocapsa* “equatorial” e “oligotrophic”. *Gephyrocapsa* “equatorial” apresenta picos durante o EIM 10 (384, 370 e 360 mil anos); *Gephyrocapsa* “oligotrophic” apresenta picos durante os EIMs 11 e 19 (393, 371 e 349 mil anos) e está relacionada às regiões dos giros centrais oligotróficos, com temperatura entre 22-25°C. Novamente, a validade destas interpretações para o intervalo de tempo estudado será abordada no capítulo “Discussão”.

O índice de Shannon (Figura 50), utilizado para avaliar a diversidade, variou de 0,62 a 1,84. Portanto, a amplitude de variação da diversidade foi muito maior no testemunho KF14 do que no KF13. O índice foi alto na maior parte do intervalo de tempo investigado, apresentando, no entanto, algumas grandes quedas de diversidade. Isto foi observado ao redor de 420 (EIM 12/11), 320 mil anos (EIM 9), 240 mil anos (EIM 7/8), 220 mil anos (EIM 7) e 191 mil anos (EIM 6/7).

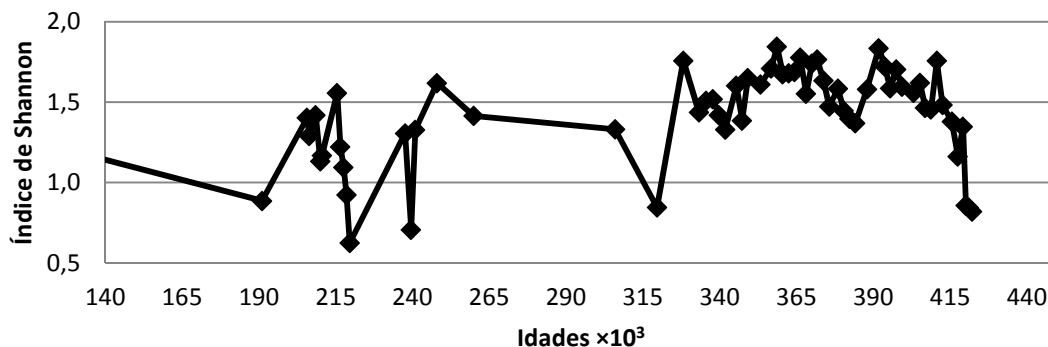


Figura 50. Diversidade de cocolitoforídeos medida pelo índice de Shannon entre 140 e 440 mil anos no testemunho KF14.

Os testemunhos KF13 e KF14 localizam-se muito próximos um ao outro, em uma profundidade semelhante (acima da CCD - *Carbonate Compensation Deep*). Assim como no KF13, o IDC (Índice de Dissolução de Cocólitos) encontrado no KF14 foi bastante alto (máximo: 1; mínimo: 0,93023), evidenciando ótima preservação dos cocólitos.

➤ 7.2.9. Análises estatísticas

Para o testemunho KF14 é apresentada apenas uma análise de ordenação, baseada nas abundâncias relativas dos cocólitos, já que a ordenação utilizando também a abundância absoluta re-escalada não acrescentou novas informações. O diagrama de ordenação da Figura 51 provê um mapa das mudanças na composição de espécies de cocolitoforídeos entre 440 e 140 mil anos. A ordenação através de PCoA evidenciou um eixo significativo, que contém 50,9% da variação apresentada pelas abundâncias relativas das espécies. Diferentemente da PCoA baseada realizada para o testemunho KF13, aqui a distribuição das unidades amostrais parece dever-se às mudanças ambientais relacionadas aos EIM, como a flutuação da temperatura das águas superficiais, intensidade de ventos e ressurgência, etc. No quadrante direito, observamos principalmente unidades amostrais pertencentes aos EIMs 6 e 7. No quadrante esquerdo, temos em maioria unidades amostrais referentes aos EIMs 10 e 11. Estes grupos parecem pertencer a condições ambientais opostas. Já amostras pertencentes aos EIMs 8, 9 e 12 estão centralizadas ou espalhadas pelo gráfico, possivelmente indicando condições climáticas de transição. A produtividade não parece ter um papel relevante na distribuição das amostras no gráfico; isto já era esperado, tendo em vista que esta flutuou pouco quando comparada ao testemunho KF13.

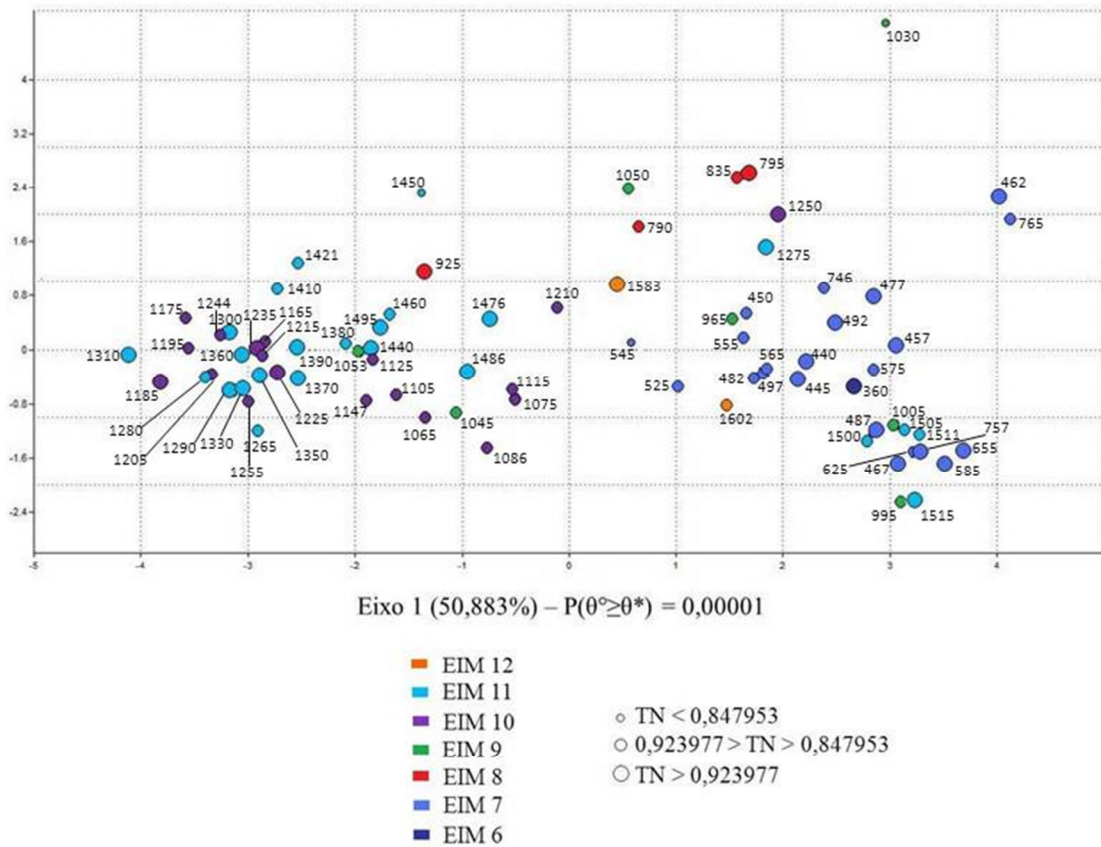


Figura 51. Ordenação das unidades amostrais do testemunho KF14, descritas pela abundância relativa de cocólitos, por meio de análise de coordenadas principais. As unidades amostrais estão nomeadas pela profundidade correspondente (em cm).

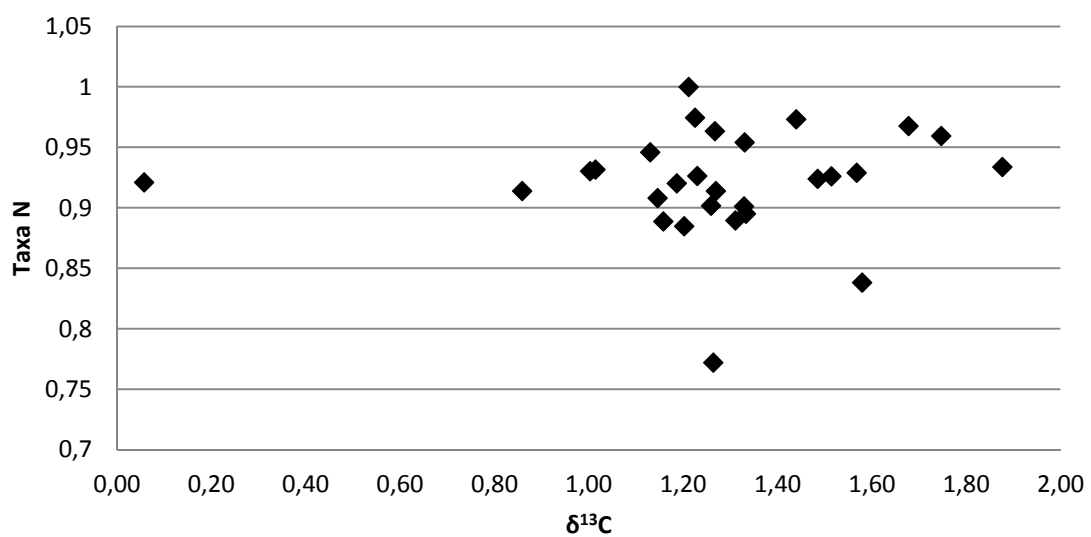


Figura 52. Relação entre Taxa N e $\delta^{13}C$ no testemunho KF14. O valor de correlação encontrado foi considerado não-significativo.

O valor de correlação entre taxa N e $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 52) não foi considerado significativo. Conforme citado anteriormente, há muito ruído no sinal de disponibilidade de nutrientes interpretado a partir da análise de isótopos de carbono. Portanto, a ausência de correlação não deve ser tomada como incongruência entre os dados.

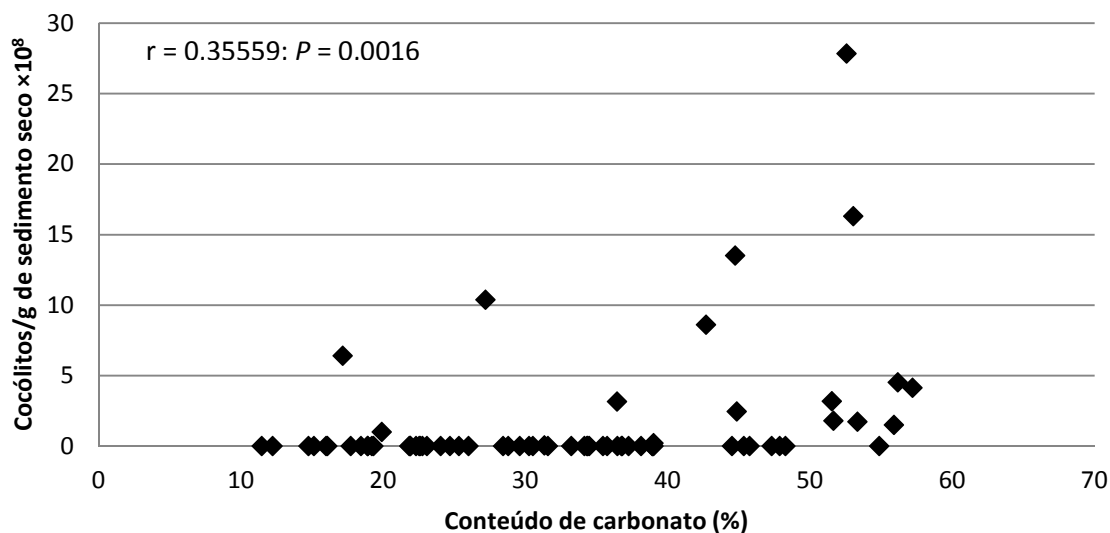


Figura 53. Relação entre abundância absoluta total de cocólitos e o conteúdo de carbonato no testemunho KF14. O valor de correlação encontrado foi de 0,35559 ($P = 0,0016$).

A exemplo da curva de carbonato no testemunho KF13, alguns picos na porcentagem de CaCO_3 em sedimentos finos (Figura 41) no KF14 não encontram correspondentes na curva de abundância absoluta total (Figura 42). No entanto, aqui as discrepâncias são maiores. O primeiro pico de carbonato encontrado no EIM 11 corresponde a um pico de abundância de cocólitos; no entanto, outros picos de carbonato encontrados nos EIMs 11 e 9 não encontram esta correspondência. Mais impressionante, os picos encontrados no EIM 7 fazem parte da Parte IV, quando o testemunho é muito pobre em cocólitos. Ainda assim, a correlação entre abundância absoluta total de cocólitos e porcentagem de CaCO_3 nos sedimentos finos é significativa ($r = 0,35$) (Figura 53), mostrando que estes organismos tem participação no aporte de carbonato para o fundo, na área de estudo. No entanto, para este intervalo de tempo, os cocolitoforídeos não parecem ter sido os principais contribuintes para a retirada de carbono do sistema, podendo ter sido suplantados pelos foraminíferos.

Não foi encontrada nenhuma correlação significativa entre a Taxa N e a abundância de espículas de ascídias, como ocorreu também para o testemunho KF13.

A assembleia de cocolitoforídeos entre 440 - 140 mil anos apresenta diferenças significativas entre os grupos (EIMs 6-12) (Tabela 7). Analisando os contrastes para a assembleia de cocolitoforídeos como um todo, não se percebe um padrão claro na diferenciação entre EIMs. Como a maior parte das amostras parece corresponder a um intervalo quente, não há oposição clara entre estágios interglaciais e glaciais, como visto para o testemunho KF13. Aqui, o fator ambiental responsável pela diferenciação entre contrastes deve ser mais sutil. Chama a atenção o fato de que o EIM 7 diferencia-se de todos os outros estágios (exceto do 6).

As espécies que apresentaram diferenças significativas em suas abundâncias relativas, comparando-se os EIMs, foram: *Emiliana huxleyi*, *Florisphaera profunda*, *Gephyrocapsa* “cold”, *Gephyrocapsa* “equatorial”, *Gephyrocapsa* “minute”, *Gephyrocapsa* “oligotrophic”, *Gephyrocapsa* “transitional”, *Helicosphaera pavementum* e *Rhabdosphaera claviger*. Nenhum táxon apresentou o mesmo padrão reconhecido para a assembleia; o resultado é realmente fruto do conjunto destes.

Tabela 7. Avaliação de grupos (EIMs) de unidades amostrais e análise de contrastes no testemunho KF14. Valores em negrito são considerados significativos para $\alpha = 0,05$.

Espécies / Soma de Quadrados	Associação de coccolitoforídeos	<i>Calcidiscus leptoporus</i> I	<i>Calcidiscus leptoporus</i> S	<i>Calsiosolenia murrayi</i>	<i>Coccolithus pelagicus</i> S	<i>Emiliana huxleyi</i>	<i>Florisphaera profunda</i>	<i>Gephyrocapsa</i> “cold”	<i>Gephyrocapsa</i> “equatorial”
Entre EIMs	22332 (0.0001)	0.64258 (0.1947)	21.507 (0.0867)	1.1219 (0.0637)	1.8177 (0.0759)	1024.3 (0.008)	215.03 (0.0128)	65.4 (0.0002)	610.34 (0.0001)
6 7 8 9 10 11 12	82.718 (0.5611)	0.020653 (0.9139)	1.57 (0.437)	0.011193 (1)	0.012229 (0.8717)	0.084792 (1)	20.399 (0.3057)	0.0001049 (1)	0.29818 (0.7796)
6 7 8 9 10 11 12	1169.6 (0.2016)	0.084331 (0.1939)	0.080115 (1)	0 (1)	0.11329 (1)	89.099 (0.1993)	15.89 (0.2016)	0 (1)	1.0173 (1)
6 7 8 9 10 11 12	574.02 (0.6169)	0.06985 (0.1336)	1.8752 (0.4958)	0 (1)	0.01087 (1)	8.2801 (0.8663)	61.082 (0.2501)	0 (1)	1.6396 (0.7475)
6 7 8 9 10 11 12	1903.4 (0.0499)	0.057974 (0.0981)	0.052115 (0.6512)	0.11818 (0.6421)	0.082473 (0.0496)	15.544 (0.1018)	51.755 (0.0494)	0.0567 (0.846)	56.062 (0.0473)
6 7 8 9 10 11 12	1609.9 (0.167)	0.004246 (0.7537)	0.10886 (0.7993)	0.024978 (0.923)	0.061 (0.082)	12.35 (0.1206)	17.162 (0.1181)	4.0593 (0.596)	8.3407 (0.6779)
6 7 8 9 10 11 12	651.86 (0.3448)	0.07028 (0.3311)	1.709 (0.6648)	0 (1)	0.070276 (0.3309)	3.5728 (1)	23.222 (0.331)	0 (1)	0.047815 (1)
6 7 8 9 10 11 12	3336.8 (0.0001)	0.10692 (0.4137)	3.15 (0.2661)	0.039608 (0.5786)	0.81059 (0.1104)	355.99 (0.0025)	0.088044 (0.9418)	0.0003713 (1)	1.0971 (0.6122)
6 7 8 9 10 11 12	1602.8 (0.0145)	0.097632 (0.3079)	0.17732 (0.8279)	0.062143 (0.3807)	1.3808e-05 (0.9969)	40.995 (0.385)	74.164 (0.0591)	0.0005825 (1)	3.4889 (0.3893)
6 7 8 9 10 11 12	14544 (0.0001)	0.10214 (0.2476)	11.175 (0.0065)	0.6096 (0.0195)	0.33612 (0.014)	192.27 (0.0025)	77.829 (0.0223)	0.558 (0.0003)	517.37 (0.0001)
6 7 8 9 10 11 12	13982 (0.0001)	0.07426 (0.4061)	10.238 (0.01)	0.032396 (0.5166)	0.22179 (0.0664)	173.2 (0.0016)	1.7448 (0.7242)	48.04 (0.0001)	65.524 (0.0231)
6 7 8 9 10 11 12	1230.1 (0.0066)	0.057913 (0.6847)	0.18764 (0.8451)	0.021454 (0.7935)	0.082092 (0.5853)	12.515 (0.4372)	3.0222 (0.678)	0.0002011 (1)	1.2513 (0.601)
6 7 8 9 10 11 12	632.11 (0.3622)	0.0045203 (1)	3.3515 (0.4958)	0 (1)	0.60561 (0.5795)	142.31 (0.3063)	38.684 (0.0552)	0 (1)	0.14811 (0.8911)
6 7 8 9 10 11 12	1131 (0.0095)	0.019919 (0.6742)	0.022348 (0.7823)	0.41106 (0.1063)	1.4876 (0.027)	704.2 (0.001)	28.256 (0.0427)	0.1974 (0.183)	141.95 (0.0008)
6 7 8 9 10 11 12	986.91 (0.1376)	0.22851 (0.1693)	0.0014108 (1)	0.089207 (0.4537)	1.3538 (0.0504)	685.52 (0.0003)	0.17918 (0.8693)	14.497 (0.056)	11.356 (0.4711)
6 7 8 9 10 11 12	441.89 (0.1329)	0 (1)	2.2004 (0.1336)	0 (1)	0.65518 (0.7291)	220.79 (0.1335)	2.7848 (0.3337)	0 (1)	2.5965 (0.5319)
6 7 8 9 10 11 12	2636 (0.0035)	0.006447 (0.5653)	7.7352 (0.0146)	0.63636 (0.0252)	0.17166 (0.2695)	259.41 (0.0276)	4.8543 (0.4726)	0.3055 (0.059)	203.88 (0.0004)
6 7 8 9 10 11 12	2418.4 (0.0298)	0.2529 (0.0708)	6.8854 (0.0446)	0.141 (0.2521)	0.10716 (0.2282)	240.59 (0.0277)	92.303 (0.0046)	22.915 (0.013)	13.507 (0.3929)
6 7 8 9 10 11 12	381.38 (0.6099)	0.0027624 (1)	0.029275 (0.9444)	0 (1)	0.07072 (1)	45.212 (0.6054)	9.3616 (0.3929)	0 (1)	4.167 (0.5821)
6 7 8 9 10 11 12	825.49 (0.1386)	0.34559 (0.0224)	0.11147 (0.548)	0.3885 (0.0715)	0.019215 (0.3165)	2.2265 (0.7544)	105.42 (0.0009)	34.82 (0.0005)	237.7 (0.0005)
6 7 8 9 10 11 12	707.88 (0.0466)	0.010908 (1)	3.3808 (0.0463)	0.22511 (0.3229)	0.0016321 (1)	5.4157 (0.4656)	3.9585 (0.4617)	0.1081 (0.471)	114.36 (0.005)
6 7 8 9 10 11 12	337.93 (0.5645)	0.12305 (0.3961)	2.9513 (0.035)	0.048034 (0.7045)	0.0097306 (1)	2.9861 (0.6469)	5.1722 (0.4076)	7.8063 (0.234)	19.087 (0.3657)

Tabela 7 (continuação).

Espécies / Soma de Quadrados	<i>Gephyrocapsa</i> “large”	<i>Gephyrocapsa</i> “minute”	<i>Gephyrocapsa</i> “oligotrophic”	<i>Gephyrocapsa</i> “transitional”	<i>Helicosphaera</i> <i>carteri</i>	<i>Helicosphaera</i> <i>hyalina</i>	<i>Helicosphaera</i> <i>pavimentum</i>	<i>Rhabdosphaera</i> <i>claviger</i>	<i>Syracosphaera</i> <i>pulchra</i>
Entre EIMs	4.9471 (0.0705)	12689 (0.0001)	951.71 (0.0001)	6711.3 (0.0001)	1.0624 (0.2852)	8.7947 (0.1184)	9.9316 (0.0004)	5.9284 (0.0069)	2.4074 (0.5268)
6 7 8 9 10 11 12	0.00021385 (1)	58.255 (0.5214)	0.30322 (0.7328)	0.51527 (0.9125)	0.090117 (0.8729)	0.34099 (0.7858)	0.5694 (0.2238)	0 (1)	0.09151 (0.7902)
6 7 8 9 10 11 12	0 (1)	913.57 (0.2034)	6.7908 (0.8027)	141.68 (0.4016)	0.020029 (1)	0.050088 (0.8013)	0.4552 (0.5981)	0.3125 (1)	0.04948 (0.2005)
6 7 8 9 10 11 12	0.014498 (1)	468.2 (0.4924)	5.7641 (0.6266)	26.782 (0.7491)	0.05975 (0.8783)	0.00199 (0.8748)	0.02114 (0.872)	0 (1)	0.00060257 (1)
6 7 8 9 10 11 12	0.23296 (0.4003)	1413 (0.0519)	75.148 (0.1426)	289.31 (0.0477)	0.018252 (1)	0.0066547 (0.8462)	1.2385 (0.0512)	0.39714 (0.5003)	0.035503 (0.9507)
6 7 8 9 10 11 12	0.31106 (0.7984)	1088.8 (0.1601)	46.716 (0.3713)	430.43 (0.199)	0.00065324 (1)	0.037302 (0.117)	1.369 (0.0396)	0.01261 (1)	0.003695 (0.8004)
6 7 8 9 10 11 12	0.0133 (1)	366.2 (0.3393)	0.070276 (0.3314)	256.67 (0.3326)	0 (1)	0.070276 (0.3236)	9.6395e-06 (1)	0 (1)	0.0011866 (1)
6 7 8 9 10 11 12	0.00075669 (1)	2286 (0.0001)	18.699 (0.0191)	667.36 (0.0004)	0.074853 (0.7503)	0.40717 (0.6749)	0.00101 (0.953)	1.3221 (0.1529)	1.0538 (0.2694)
6 7 8 9 10 11 12	0.068733 (0.0972)	1247.6 (0.0177)	21.318 (0.0221)	208.53 (0.0263)	0.011055 (0.8922)	2.2075 (0.3121)	2.0156 (0.0496)	0 (1)	0.5979 (0.5955)
6 7 8 9 10 11 12	2.3514 (0.0001)	9648.2 (0.0001)	707.59 (0.0001)	3371.4 (0.0001)	0.28888 (0.4194)	4.7248 (0.0574)	1.3979 (0.0152)	4.262 (0.0001)	0.13716 (0.8738)
6 7 8 9 10 11 12	3.5264 (0.0017)	7683.5 (0.0001)	472.03 (0.0001)	5509.4 (0.0001)	0.90541 (0.0153)	7.2397 (0.0037)	2.0505 (0.0028)	0.15077 (0.0021)	1.5828 (0.2222)
6 7 8 9 10 11 12	0.02924 (0.1652)	448.06 (0.0839)	1.4447 (0.3715)	759.63 (0.0048)	0.17272 (0.7171)	1.5576 (0.3356)	1.0805 (0.0689)	0 (1)	0.2265 (0.6864)
6 7 8 9 10 11 12	0.042176 (0.4895)	289.31 (0.3599)	0.3063 (0.8628)	153.89 (0.27)	0.027051 (0.6638)	0.22591 (0.4316)	0.9129 (0.3363)	0.99432 (0.3593)	0.12595 (0.5842)
6 7 8 9 10 11 12	0.81031 (0.0328)	75.306 (0.3787)	118.18 (0.06640)	56.715 (0.2815)	0.0012716 (0.7367)	0.36843 (0.1512)	0.49623 (0.039)	0.0015367 (0.9755)	0.64556 (0.0812)
6 7 8 9 10 11 12	1.1109 (0.284)	0.046287 (0.9934)	56.58 (0.1709)	212.17 (0.276)	0.059868 (0.1493)	0.6861 (0.0311)	0.6634 (0.0377)	0.89314 (0.1459)	0.11944 (0.3727)
6 7 8 9 10 11 12	0.026599 (0.3286)	142.99 (0.1235)	13.981 (0.2625)	53.147 (0.4648)	0.033381 (1)	0.44067 (0.7389)	0.751 (0.1975)	0.52083 (1)	0.056855 (0.7277)
6 7 8 9 10 11 12	0.68704 (0.05)	1218.7 (0.018)	204.8 (0.0154)	726.63 (0.0025)	0.077019 (0.2324)	0.006632 (0.7915)	4.977 (0.0006)	2.1385 (0.0056)	0.24659 (0.2961)
6 7 8 9 10 11 12	1.0516 (0.2376)	602.6 (0.1963)	105.36 (0.0536)	1326 (0.0069)	0.29987 (0.0202)	0.12101 (0.1776)	5.8475 (0.0006)	0.071184 (0.0797)	0.00695 (0.8299)
6 7 8 9 10 11 12	0.00024392 (1)	0.14509 (0.9462)	13.004 (0.3058)	308.78 (0.2009)	0.10622 (0.665)	0.11934 (0.4155)	0.03576 (0.888)	0 (1)	0.0003956 (1)
6 7 8 9 10 11 12	0.058117 (0.7869)	253.59 (0.3018)	39.019 (0.2738)	147.04 (0.2626)	0.13428 (0.011)	0.13643 (0.1453)	0.0291 (0.5439)	3.0009 (0.0001)	0.69152 (0.0429)
6 7 8 9 10 11 12	0.22671 (0.2494)	414.21 (0.0458)	153.78 (0.0233)	8.5253 (0.6536)	0.034766 (0.5516)	0.10508 (0.4433)	2.3434 (0.004)	0.75646 (0.1637)	0.10036 (0.4802)
6 7 8 9 10 11 12	0.33817 (0.4703)	193.56 (0.5085)	98.395 (0.1051)	4.4532 (0.9138)	0.0012562 (1)	0.030037 (0.6627)	2.616 (0.003)	0.02425 (0.5336)	0.00072784 (1)

8. DISCUSSÃO

8.1. O testemunho KF13

➤ 8.1.1. Significado da dinâmica dos coccolitoforídeos

Durante os últimos 130 mil anos, a assembleia de coccolitoforídeos foi dominada por espécies do grupo “placolitoforme”, como *Gephyrocapsa* spp., *Emiliana huxleyi* e *Calcidiscus leptoporus* e pela espécie do grupo “floriforme” *Florisphaera profunda* (Figura 24a). Neste intervalo, a diversidade taxonômica não foi muito alta, apresentando poucas flutuações (Figura 28). Assim, durante os últimos 130 mil anos, a nanoflora é caracteristicamente tropical (Winter *et al.*, 1994), não tendo ocorrido migrações latitudinais das propriedades das águas superficiais o suficiente para alterar este padrão. A baixa diversidade é coerente com um ambiente relativamente próximo à linha de costa, já que esta aumenta em oceano aberto (Brand, 1994).

A assembleia de coccolitoforídeos respondeu às mudanças climáticas no Oceano Atlântico Sudoeste durante os últimos 130 mil anos, modificando-se de acordo com os estágios glacial/interglaciais (Tabela 4). Durante intervalos interglaciais *stricto sensu* (EIMs 1 e 5e) a abundância absoluta de cocólitos foi similarmente alta, especialmente em função da ampla ocorrência de espécies oportunistas (*Gephyrocapsa* spp. no EIM 5e e *Emiliana huxleyi* no EIM 1), demonstrando condições oceanográficas similares. A curva de paleoprodutividade, baseada na Taxa N (Figura 27), teve comportamento quase inverso ao da curva de abundância absoluta, atingindo maiores valores no final do último estágio glacial (EIM 2), durante a deglaciação, quando as menores abundâncias absolutas do intervalo foram registradas. Esta aparente incongruência pode ser explicada pelo fato de que coccolitoforídeos são adaptados a condições oligotróficas, que caracterizam a área de estudo atualmente. Com o aumento na concentração de nutrientes, as espécies oportunistas respondem prontamente, tornando-se proporcionalmente superiores à *Florisphaera profunda*, habitante da zona fótica inferior (espécie utilizada para monitorar a profundidade da nutriclina). Em termos absolutos, no entanto, coccolitoforídeos não conseguem competir com grupos do fitoplâncton mais eficientes em consumir estes nutrientes e com taxas de reprodução mais alta, como as diatomáceas.

No Mar da Arábia (Oceano Índico), por exemplo, a competição com diatomáceas controla em parte a abundância e diversidade de coccolitoforídeos, que se tornam mais escassos quando aquelas predominam (Andruleit *et al.*, 2003). O aumento

da oferta de nutrientes, causado pela ressurgência costeira, beneficia as diatomáceas; já a abundância de cocolitoforídeos aumenta em direção ao mar aberto, em águas oligotróficas (Schiebel *et al.*, 2004) (Figura 54).

Padrão similar foi encontrado por Chen *et al.* (2007) no Mar do Sul da China, estudando o fitoplâncton da região. Cocolitoforídeos são mais abundantes nos meses frios, quando a monção de nordeste induz a ressurgência costeira. Portanto, respondem ao aumento da concentração de nutrientes, especialmente espécies “placolitiformes”, como *Emiliania huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. No entanto, sempre que o silicato também é abundante, diatomáceas se tornam dominantes.

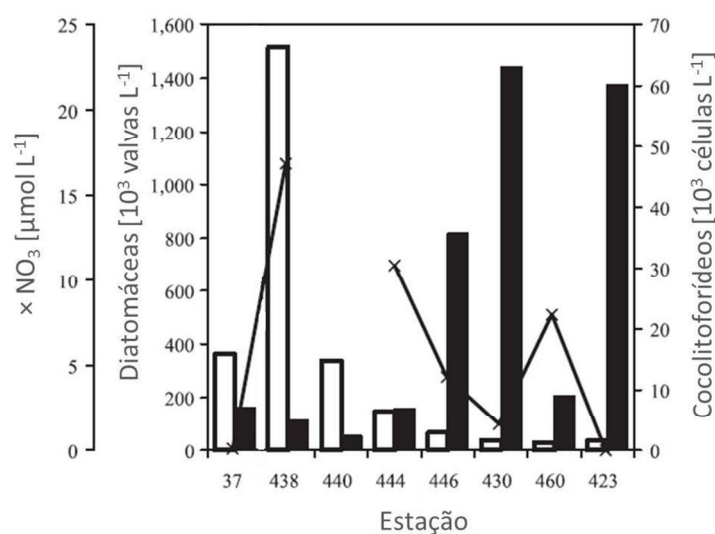


Figura 54. Abundância de diatomáceas (barras vazadas) e cocolitoforídeos (barras fechadas) são correlacionadas negativamente ao longo de um transecto com variabilidade na concentração de nutrientes (NO_3 – linha sólida) no Mar da Arábia (modificado de Schiebel *et al.*, 2004).

No Oceano Atlântico Nordeste, um ponto subtropical oligotrófico foi comparado a um ponto temperado quanto à composição de cocolitoforídeos encontrada em armadilhas de sedimentos (Broerse *et al.*, 2000). Na região oligotrófica, houve predomínio do fluxo de cocolitoforídeos sobre o de diatomáceas, e o fluxo e a diversidade de cocolitoforídeos foram maiores. Na região temperada, onde o suprimento de nutrientes e silicato durante o inverno é maior, diatomáceas dominam o ambiente; com o passar dos meses, o silicato torna-se escasso, e então um aumento das populações de cocolitoforídeos é observado.

Assim, a competição entre cocolitoforídeos e diatomáceas parece uma explicação coerente para os dados encontrados para o testemunho KF13. Atualmente, a

área é considerada oligotrófica, favorecendo o desenvolvimento de populações de cocolitoforídeos, mas não a produtividade de maneira geral, justificando os resultados antagônicos entre abundância absoluta de cocólitos e Taxa N. Por exemplo, durante o Pleistoceno tardio, no Atlântico Sudeste, os intervalos quentes são caracterizados por terem maior abundância de cocólitos, associada à menor disponibilidade de nutrientes por conta da ressurgência reduzida (Baumann & Freitag, 2004).

Além da produtividade, outro fator que deve ser considerado na distribuição espacial de cocólitos é a rarefação pela entrada de sedimentos terrígenos. Assim, cocólitos tornam-se mais abundantes em sedimentos sob mar aberto do que próximo à costa (Andruleit *et al.*, 2008). Este padrão já foi constatado em sedimentos superficiais do Mar da Arábia (Andruleit & Rogalla, 2002) e do sudeste do Oceano Atlântico (Boeckel & Baumann, 2004 – Figura 55). De fato, no testemunho KF13, as amostras com menor abundância absoluta de cocólitos foram encontradas nos intervalos onde a sedimentação estimada foi alta.

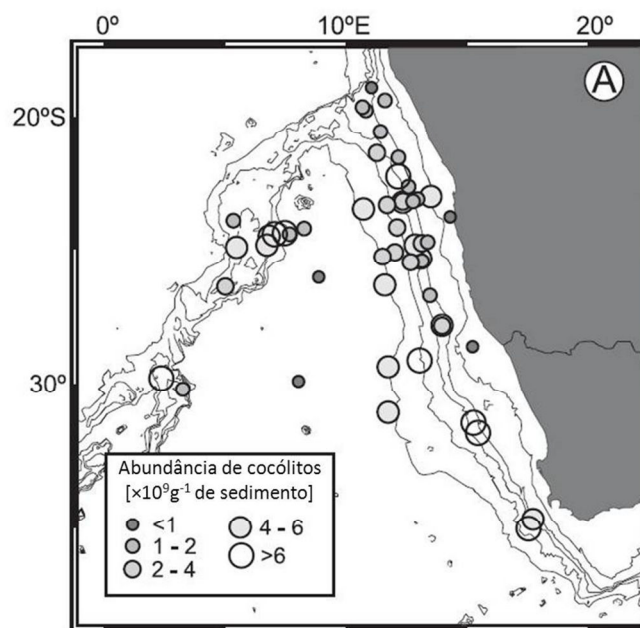


Figura 55. Abundância absoluta de cocólitos no Atlântico Sudeste, em relação à linha de costa. (modificado de Boeckel & Baumann, 2004).

Andruleit *et al.* (2008), estudando o Quaternário tardio no leste do Oceano Índico, repararam que espécies com necessidades ecológicas diferentes apresentaram curvas muito similares de abundância absoluta, sendo que o mesmo já foi observado em trabalhos realizados em outras regiões. Em contraste, a abundância relativa pode

mostrar melhor a resposta de espécies indicadoras a mudanças nas condições ambientais. O mesmo foi observado para o testemunho KF13: as curvas de abundância absoluta são muito similares para diferentes espécies, e é a proporcionalidade entre elas que pode ser melhor interpretada com fins paleoceanográficos.

As análises de coordenadas principais ajudam no entendimento do intervalo de tempo estudado como um todo. Analisando a PCoA baseada nas abundâncias absolutas de cocólitos (Figura 29) vemos que no eixo 1, que contém 75,5% da variação encontrada nas assembléias ao longo do tempo, quase todas as amostras pertencentes aos estágios interglaciais *sensu strictu* (EIMs 5e e 1) estão agrupadas do mesmo lado no gráfico. Isso demonstra que, apesar de temporalmente separadas, estas amostras são muito similares, e representam uma volta às condições climáticas originais. No outro extremo do gráfico, temos as amostras relativas à deglaciação, indicando condições climáticas diametralmente opostas. Conforme detectado pela PCoA, a deglaciação seria o evento climático mais diferenciado neste intervalo de tempo, e não o UMG. As amostras relativas aos EIMs 5d-a, 4, 3 e 2 estão no centro do gráfico, misturadas e dispersas, refletindo condições climáticas de transição. No entanto, a diferenciação da deglaciação no gráfico se dá basicamente pelo fato de que as abundâncias absolutas nestas amostras são muito baixas (e não por uma mudança drástica na composição de espécies), o que não está relacionado apenas ao aumento da produtividade, mas às altas taxas de sedimentação, conforme explicitado anteriormente. A taxa de sedimentação mascara a real abundância de cocolitoforídeos e, portanto, adiciona ruído à análise.

No eixo 2, que contém 8,1% da variação total, a paleoprodutividade parece ser o fator de diferenciação entre as amostras. Assim, embora os EIM 5e e 1 pareçam muito semelhantes, o último apresentou maior paleoprodutividade que o primeiro. Esta diferença pode ser atribuída ao fato de termos registrados no testemunho o final do EIM 5e e o início do EIM 1 (Holoceno), representando momentos diferentes dentro do ciclo climático característico do Quaternário.

Quando analisamos a PCoA baseada nas abundâncias relativas de cocólitos (Figura 30), temos apenas um eixo significativo, mas que condensa quase toda a variação existente entre as assembleias ao longo do tempo (96,76%). Aqui, a produtividade é o fator de dispersão das amostras nos gráficos. O resultado é muito semelhante ao observado no eixo 2 da PCoA baseada na abundância absoluta de cocólitos: as amostras relacionadas aos EIMs 5e e 1 são as únicas que não se sobrepõem no eixo. *Rhabdosphaera claviger*, *Helicosphaera hyalina* e *Florisphaera profunda* são

táxons que apresentaram comportamento diferenciado entre os dois interglaciais (Tabela 4). O EIM 5 como um todo é o estágio que abrange maiores flutuações climáticas, já que suas amostras estão distribuídas ao longo de quase todo o eixo. Isto está dentro do esperado, uma vez que o estágio 5 é dividido em sub-estágios justamente por apresentar uma curva isotópica de oxigênio com flutuações, que refletem primariamente mudanças no volume de gelo global. Os EIMs 4 e 3 estão plotados próximo ao centro do gráfico, representando condições climáticas intermediárias. O EIM 2 apresenta alguma sobreposição com o EIM 1 no gráfico, o que deve estar relacionado à correlação temporal. Assim, a diferenciação entre os dois intervalos não é tão evidente porque pouco tempo se passou entre as amostras. Esta explicação é bastante provável, já que este mesmo problema foi detectado na análise de contrastes da assembleia entre EIMs (Tabela 4) (a maior parte dos EIMs difere dos demais, exceto do subsequente).

De maneira geral, pode-se dizer que os estágios interglaciais (EIMs 5e e 1) são menos produtivos que o restante (EIMs 5d-a, 4, 3 e 2), sendo que existem muitas variações dentro deste último. Assim, nos períodos mais amenos (EIMs 5d-a e 3), a produtividade tende a diminuir, junto ao aprofundamento da nutriclina. O mesmo padrão foi observado para o Atlântico leste equatorial (Flores *et al.*, 2000; Henriksson, 2000).

- 130 - 125 mil anos AP

Este intervalo abrange o final do EIM 5e, correspondendo ao último interglacial, portanto, um período quente. Os baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 17) indicam volume de gelo global reduzido. A ausência de *Coccolithus pelagicus* (Figura 21e), tradicionalmente considerado indicador de águas frias ou relacionado a condições de ressurgência (Cachão & Moita, 2000), é coerente com esta caracterização do intervalo.

A porcentagem de *Gephyrocapsa* “grande” também merece atenção (Figura 24a): a maior parte dos indivíduos pertencentes a este morfotipo corresponde à *Gephyrocapsa oceanica*. Esta espécie prefere ambientes de águas quentes (12-30°C) (Okada & McIntyre, 1979). De fato, durante o último interglacial -EIM 5e - sua porcentagem é máxima.

A produtividade era baixa, conforme evidenciado pelos baixos valores da Taxa N (Figura 27). A fraca intensidade da ressurgência costeira não possibilitava a fertilização das águas superficiais através da ascensão da Água Central do Atlântico Sul (ACAS). A alta abundância absoluta de cocólitos registrada aqui corresponde às

abundâncias de *Gephyrocapsa* spp. e *Florisphaera profunda* (Figura 21a). *Gephyrocapsa* spp. são espécies oportunistas; em função dos baixos níveis de nutrientes disponíveis, a competição com diatomáceas deve ter sido bastante reduzida, uma vez que estas preferem ambientes mais eutróficos. A alta abundância absoluta de *F. profunda* e sua dominância sobre as demais espécies (Figura 24a) são facilmente explicadas, uma vez que esta espécie beneficia-se de uma nutriclina mais profunda, ainda que isto torne as águas mais superficiais bastante oligotróficas. Portanto, espécies com preferências ecológicas diferentes acabam apresentando curvas de abundância absoluta similares, conforme discutido anteriormente.

Reticulofenestra minutula apresenta uma abundância relevante da assembleia de coccolitoforídeos neste intervalo (Figura 24d). Esta espécie, juntamente com *Gephyrocapsa* spp. e *Emiliana huxleyi*, faz parte do grupo dos “placolitiformes”, sendo portanto, oportunista. Sua abundância está relacionada aos mesmos fatores que explicam a ocorrência de *Gephyrocapsa* spp. no intervalo.

- 125 - 14 mil anos AP

Este intervalo abrange os EIMs 5d-a, 4, 3 e a maior parte do 2 sendo um período com muitas flutuações na temperatura. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ flutuam, mas de maneira geral são progressivamente altos (Figura 17), indicando aumento do volume de gelo global. O valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$ corresponde ao Último Máximo Glacial (UMG). *Coccolithus pelagicus* apresenta ocorrência esparsa (Figura 21e), diferenciando este intervalo dos demais.

O final do estágio interglacial *stricto sensu* é marcado por um aumento da produtividade (Taxa N – Figura 27), até cerca de 104 mil anos, quando a ressurgência deveria estar intensificada. Concomitantemente, houve uma grande redução da abundância absoluta de cocólitos (Figura 20). A partir daí, a produtividade cai, apresentando os menores valores registrados até 75 mil anos: essa queda é em parte acompanhada por um aumento da abundância absoluta de cocólitos.

A porcentagem de *Gephyrocapsa* “grande” deixa de ser expressiva a partir de 71 mil anos (Figura 24a), com o fim do EIM 5. De forma similar, Baumann & Freitag (2004) encontraram altas porcentagens de *G. oceanica* apenas em intervalos quentes (EIMs 19, 7 e 5) em latitudes médias do Atlântico sudeste, corroborando sua preferência por águas com temperaturas mais amenas, embora outros autores indiquem uma preferência por ambientes eutróficos.

Deste ponto, próximo ao início do EIM 4, até o fim do intervalo, a produtividade vai aumentando progressivamente (Figura 27). Estas mudanças são, em grande parte, acompanhadas pelo comportamento inverso da abundância absoluta de cocólitos (Figura 20) e devem refletir flutuações na intensidade da ressurgência costeira. Além de *Gephyrocapsa* spp. e *Florisphaera profunda*, *Emiliana huxleyi* passa a ser abundante a partir de 41 mil anos (Figura 21a); ela é integrante do grupo dos “placolitoformes”. Assim, a relação entre abundância absoluta e Taxa N é similar à descrita para o intervalo anterior.

Calcidiscus leptoporus e *Umbilicosphaera sibogae sibogae* apresentam alguns picos em suas porcentagens no intervalo (Figura 24b), especialmente em 32,5, 63 e 110 mil anos. Estas espécies são conhecidas por preferirem águas relativamente quentes (Winter *et al.*, 1994), porém sua ocorrência também pode estar relacionada à disponibilidade de nutrientes (Girardeau & Rogers, 1994). Neste testemunho, seus picos ocorrem em momentos de alta produtividade, conforme inferido pela Taxa N, e não parecem influenciados pela temperatura.

Helicosphaera hyalina e *H. pavementum* apresentam picos em 71 mil anos (Figura 24c). Segundo Boeckel *et al.* (2006), o gênero *Helicosphaera*, apresenta correlação negativa com temperatura e salinidade e correlação positiva com a disponibilidade de nutrientes. Este pico ocorreu dentro de um intervalo glacial, na passagem do EIM 5 para o 4, portanto, saindo de um período mais ameno para um de condições mais frias. Neste momento, a Taxa N começava a fase crescente, indo ao encontro da interpretação destes autores.

Há evidências de que *Syracosphaera* spp. e *Calciosolenia* spp. sejam espécies de ambientes mais costeiros (Andruleit e Rogalla, 2002). *Calciosolenia murrayi* atingiu uma proporção relativamente alta da assembleia de cocolitoforídeos logo no início do intervalo glacial (119 mil anos AP) (Figura 24d). Na curva padrão LR04 (Figura 17), podemos observar neste ponto uma grande ascensão dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, marcando um aumento global de gelo nos pólos, provavelmente associado com uma regressão do nível do mar. *Syracosphaera pulchra* e *S. histrica* apresentam alta porcentagem ao redor de 19,5 anos AP (Figura 24d), próximo ao Último Máximo Glacial, quando a regressão marinha chegou ao máximo e o ponto de estudo estava de fato mais próximo à linha de costa. *Syracosphaera histrica* apresentou comportamento estatisticamente oposto entre estágios glaciais e interglaciais (Tabela 4), o que também dá base a esta interpretação.

Outro pico ocorreu há 37 mil anos AP, embora este não esteja relacionado a algum evento conhecido.

Rhabdosphaera stylifera e *R. claviger* também se destacam (Figura 24b). *R. claviger* foi descrita como uma espécie de águas quentes para o Oceano Pacífico equatorial (Okada & Honjo, 1973), mas esta preferência não se confirma aqui. Seus picos de porcentagem ocorrem em momentos frios; além disso, apresentou proporções significativamente diferentes entre os dois estágios quentes (EIMs 5 e 1) (Tabela 4). Em uma área próximo ao testemunho KF13, Toledo *et al.* (2007a) registraram maiores proporções de *R. clavigera* nos momentos de maior disponibilidade de nutrientes. Dessa forma, sua preferência ambiental no Atlântico sudoeste parece mais relacionada a este fator do que à temperatura.

- 14 - 6,5 mil anos AP

Este intervalo corresponde ao final do EIM 2 (glacial) e metade do EIM 1 (interglacial), incluindo a fase de transição (deglaciação). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ voltam a ser baixos, indicando o restabelecimento das condições interglaciais (Figura 17). *Coccolithus pelagicus* volta a estar ausente, já que este é o início de um intervalo quente.

A produtividade é máxima neste período (Taxa N – Figura 27), com pico ao redor de 12,8 mil anos, coincidindo com a mínima abundância absoluta de cocólitos registrada (Figura 20). Entre 13 e 10,6 mil anos, as maiores taxas de sedimentação são estimadas, o que também ajuda a diminuir a abundância de cocólitos. O aumento de nutrientes, responsável pelo aumento de produtividade poderia estar, neste caso, relacionado também à chegada de material continental, e não só à ressurgência costeira.

Também ao redor de 12,8 mil anos, há um pico na abundância relativa de *Helicosphaera pavementum* (Figura 24c). Segundo Boeckel *et al.* (2006), o gênero *Helicosphaera*, apresenta correlação negativa com temperatura e salinidade e correlação positiva com a disponibilidade de nutrientes, estando, portanto, de acordo com a interpretação anterior.

Rhabdosphaera stylifera também se destaca (Figura 24b), novamente parecendo estar relacionada ao aumento no aporte de nutrientes.

- 6,5 - 2,5 mil anos AP

Este intervalo corresponde à parte do EIM 1 (Holoceno), o estágio interglacial atual. *Coccolithus pelagicus* permanece ausente, já que este é um intervalo quente.

Aqui, os indicadores tornam-se muito similares aos do início do testemunho, com baixa produtividade (Taxa N – Figura 27) e alta abundância absoluta de cocólitos (Figura 20). Novamente, a competição entre cocolitoforídeos e diatomáceas é a melhor explicação para o contraste entre abundância de cocólitos e Taxa N, e para o fato de que espécies com preferências ecológicas diferentes apresentam curvas de abundância absoluta semelhantes (no caso, *Florisphaera profunda* e *Emiliana huxleyi* – Figura 21a). Fica evidenciado que as condições climáticas dos dois estágios interglaciais registrados no testemunho devem ter sido muito similares, com altas temperaturas das águas superficiais e intensidade da ressurgência reduzida.

Umbilicosphaera sibogae sibogae apresenta um pico de porcentagem na última amostra do perfil (Figura 24b), embora a produtividade seja baixa no período. Talvez aqui sua expressividade esteja relacionada com a temperatura mais quente das águas superficiais, característica do Holoceno tardio.

➤ 8.1.2. Interpretação paleoceanográfica – O Sistema Corrente do Brasil

O sistema oceano-clima é em boa parte controlado pelos parâmetros orbitais da Terra (ver Capítulo 5), já que a insolação recebida por determinada faixa latitudinal tem influência direta sobre o campo de ventos da região. Em baixas latitudes, a obliquidade não afeta dramaticamente a radiação solar recebida, e a precessão e a excentricidade têm um papel preponderante. No Oceano Índico equatorial o sistema de monções é controlado pela precessão, afetando diretamente a produtividade (Beaufort, 1996). A precessão (e, secundariamente, a excentricidade) também controla a produtividade no Oceano Atlântico equatorial, onde a insolação máxima impulsiona os ventos alísios de nordeste (Flores *et al.*, 2000). Em função da precessão, o contraste sazonal e a insolação total anual é muito maior em 20°S do que em 20°N, e o oposto era verdade há 11 mil anos. Portanto, o presente e o UMG foram momentos de máxima insolação na faixa latitudinal correspondente à área de estudo (Martin *et al.*, 1997). Segundo Pivel *et al.* (2010) o Sistema de Monções da América do Sul, que controla a intensidade de chuvas na costa sudeste brasileira, é regido pela precessão da Terra. As monções da Ásia também são regidas pela precessão, segundo o registro de cocolitoforídeos no Mar da Arábia (Rogalla & Andruleit, 2005). Para o testemunho KF13, não foi possível

identificar um padrão claro relacionado aos parâmetros orbitais da Terra, seja da abundância absoluta de cocólitos ou da produtividade.

Para interpretar as mudanças de temperatura e produtividade identificadas pelo registro de cocolitoforídeos e isótopos de oxigênio em termos de circulação termohalina e superficial é necessário fazer analogias com as condições climáticas atuais, incluindo mudanças sazonais e interanuais. Nesse sentido, uma proposta de reconstituição paleoceanográfica é apresentada a seguir, relacionando a ciclicidade glacial/interglacial, a intensidade dos ventos e da ressurgência costeira, e a posição de bifurcação da CSE.

A ZCIT migra sazonalmente em direção ao hemisfério mais aquecido, e podemos utilizar esse comportamento moderno para entender a dinâmica climática no passado. Em intervalos glaciais, a ZCIT estaria em média deslocada para o sul, com ventos alísios de nordeste adentrando o hemisfério sul. Os ventos de nordeste associados à ASAS estariam mais intensos, favorecendo a ressurgência costeira. A bifurcação da CSE se daria em média mais ao norte, fortalecendo a CB e aumentando a incidência de vórtices ciclônicos. Assim, a ACAS afloraria na superfície de forma constante e eficiente, resultando em um intervalo de maior produtividade, característica nos intervalos glaciais. Em intervalos interglaciais a ZCIT posicionaria-se em média mais ao norte, com ventos alíseos de sudeste adentrando o hemisfério norte. Os ventos de nordeste associados à ASAS estariam mais fracos, reduzindo a intensidade da ressurgência costeira. A bifurcação da CSE se daria em média mais ao sul, fortalecendo a CNB. As águas permaneceriam estratificadas, com nutriclina profunda e baixa produtividade nos intervalos interglaciais.

No Oceano Atlântico Leste equatorial, os intervalos glaciais também são caracterizados por alta produtividade, pois nestes períodos os intensos ventos alísios de nordeste levam à intensificação da divergência equatorial que faz com que a nutriclina fique rasa (Flores *et al.*, 2000; Henriksson, 2000; Kinkel *et al.*, 2000). Já na porção oeste do Atlântico equatorial, não há concentrações tão grandes de cocolitoforídeos devido a um aprofundamento da termo/nutriclina (Kinkel, 2000). No Atlântico Sudeste, em latitudes temperadas, a produtividade também é maior em intervalos frios, especialmente na transição do EIM 2 para o 1, em função da influência da Frente Subantártica (Flores *et al.*, 2003).

Infelizmente, em função da baixa resolução do testemunho, não foi possível identificar os eventos D/O ou os eventos Heinrich (apenas o H1 coincidiu com uma amostra do testemunho, como veremos a seguir).

- 130 – 125 mil anos AP

Aqui, as condições oceanográficas devem ter sido similares às atuais, conforme indicado pela composição e abundância de coccolitoforídeos, já que se trata do final de um intervalo interglacial. A ZCIT deslocada para o norte, a baixa intensidade dos ventos de nordeste que atingem a nossa costa e o enfraquecimento da CB levam à manutenção da estratificação das águas, resultando em um intervalo de pouca produtividade (embora maior do que no Holoceno).

- 125 – 14 mil anos AP

Este intervalo abrange os EIM 5d-a, 4, 3 e 2. Temos aqui muitas flutuações na paleoprodutividade. Estas flutuações estão diretamente relacionadas a mudanças na circulação atmosférica e oceânica. A paleoprodutividade oscila, mas cresce até 104 mil anos AP, próximo ao pico do intervalo 5d (um intervalo frio dentro do interglacial *lato sensu*). A ZCIT estaria em média deslocada para o sul e os ventos de nordeste associados à ASAS estariam mais intensos, favorecendo a ressurgência costeira. Além disso, a bifurcação da CSE se daria em média mais ao norte, fortalecendo a CB e aumentando a incidência de vórtices ciclônicos, resultando neste intervalo de aumento de produtividade.

A partir de 104 mil anos, a produtividade começa a decrescer até 75 mil anos, englobando os sub-estágios 5c, 5b e 5a. Os sub-estágios “c” e “a” são intervalos quentes. O sub-estágio “b” é frio, porém mais curto que os demais; a baixa resolução do testemunho não permitiu a coleta de várias amostras de cada sub-estágio, e parece que todo o intervalo está caracterizado como “quente”. Em estágios quentes, o sistema de circulação atmosférica relativo à área de estudo se comportaria de forma oposta, com ressurgência enfraquecida, explicando a baixa produtividade registrada. O EIM 5 como um todo é um intervalo de condições climáticas amenas; segundo Iwai (2010), baseada na análise de foraminíferos planctônicos, este intervalo foi mais quente do que o Holoceno.

A partir daí, a intensidade da ressurgência volta a oscilar, crescendo até o final do intervalo (EIMs 4, 3 e 2 – todos mais frios do que o 5). Durante o EIM 3 há um leve decaimento da produtividade, pois este é um estágio mais ameno. Durante o EIM 2, as condições climáticas são ainda mais recrudescidas, atingindo o UMG, ao redor de 19 mil anos (um dos eventos climáticos mais estudados do Quaternário). Através de estudos de modelagem, demonstra-se que a ZCIT estaria deslocada para o sul durante o

UMG porque o crescimento da cobertura de gelo no hemisfério norte forçaria um fortalecimento dos ventos alísios de nordeste (Chiang *et al.*, 2003). Holzwarth (2010), através do registro de dinoflagelados no nordeste do Atlântico, também apontam para um fortalecimento dos ventos alísios de nordeste do UMG até o Evento Heinrich 1 (24-14 mil anos). Pivel *et al.* (2010) reportam um aumento das chuvas durante o UMG na costa sudeste brasileira, baseados no registro de foraminíferos planctônicos e isótopos de oxigênio. Já no norte do Brasil, o clima parece árido durante o UMG, apresentando um grande aumento da umidade pouco depois, entre 17,3-16,8 mil anos (registro a partir de valores isotópicos de hidrogênio em moléculas de plantas extraídas dos sedimentos do lago Caçó). Os autores também atribuíram esta mudança a um deslocamento da ZCIT para o sul (Jacob *et al.*, 2007).

Também por estudos de modelagem, supõe-se que a bifurcação da SEC estaria mais para o norte e o transporte da CB intensificado; o giro subtropical estaria deslocado em direção ao Equador (Clauzet *et al.*, 2007). Utilizando coccolitoforídeos, Findlay & Flores (2000) concluíram que a Frente Subtropical também migra para o norte durante intervalos frios nos últimos 130 mil anos. De forma semelhante, durante glaciais a Zona de Convergência Subtropical (ZCST) também migra para o norte. Nos interglaciais, a ZCST migra para o sul, estando ligada a um movimento para oeste da retroflexão da Corrente das Agulhas, que “vaza” águas aquecidas do Oceano Índico para o Atlântico, conforme interpretado a partir de coccolitoforídeos e foraminíferos planctônicos (Flores *et al.*, 1999).

Além dos efeitos na circulação atmosférica e oceânica que levam à ressurgência da ACAS, durante o UMG a retração da linha de costa chegou ao máximo, expondo grande parte da plataforma continental brasileira à erosão. Com isso, o aporte de nutrientes terrígenos até a região do talude deve ter sido consideravelmente maior, justificando o aumento de paleoprodutividade registrada. Filippelli *et al.* (2007) apresentaram registros da variação de fósforo oceânico em intervalos glaciais no Oceano Sul e Oceano Pacífico equatorial. Os autores mostraram que a redistribuição do fósforo da margem para as profundezas oceânicas durante as regressões tem impacto no ciclo deste nutriente. Com isso, a produtividade aumenta no fim de glaciais/início de interglaciais, havendo uma defasagem entre causa e efeito. Este padrão aparece no testemunho KF13, já que o máximo de produtividade acontece depois do UMG, como veremos adiante.

- 14 – 6,5 mil anos AP

Este intervalo abrange o final do EIM 2 e o início do EIM 1. Toledo *et al.* (2007a) investigaram um testemunho na mesma área durante os últimos 25 mil anos (utilizando foraminíferos planctônicos, coccolitoforídeos, $\delta^{13}\text{C}$ e Cd/Ca): o período da deglaciação (14-8 mil anos AP) foi considerado o mais produtivo. No entanto, resultados diferentes foram obtidos para o mesmo testemunho, quando a razão *Globigerina bulloides*/*Globigerinoides ruber* (foraminíferos planctônicos) foi utilizada (Toledo *et al.*, 2008): o período mais produtivo estaria relacionado ao UMG; picos de baixa produtividade em 17-15,5 e 14 mil anos, corresponderiam ao Evento Heinrich 1 (H1) e ao evento Bolling-Allerod; e um novo aumento da produtividade em 13-11,5 kyr AP, estaria relacionado ao *Younger Dryas* (YD).

No presente estudo, todo o intervalo que contém o UMG e a deglaciação é caracterizado por altos valores de produtividade, mas também aqui uma queda foi documentada ao redor de 15 mil anos (H1). Estes eventos causavam a desaceleração ou mesmo desligamento da circulação termohalina através do derretimento de grandes *icebergs* no Atlântico Norte (ver Capítulo 5), levando o Atlântico Sul a tornar-se mais quente e salino. Arz *et al.* (1999) investigaram mudanças na circulação termohalina durante a deglaciação no Oceano Atlântico tropical oeste através de isótopos de oxigênio em foraminíferos planctônicos e bentônicos. Segundo os autores, o aquecimento das águas na região é registrado entre 18 e 15 mil anos. Além disso, o gradiente de temperatura entre latitudes subtropicais e tropicais é baixo, sugerindo um transporte enfraquecido da CNB e fortalecido da CB. No Atlântico Oeste equatorial o aquecimento teria sido de 2,5°C, acompanhado de um aumento de salinidade (Weldeab *et al.*, 2006). Este aquecimento poderia levar a uma diminuição da intensidade dos ventos relacionados a ASAS, reduzindo a ressurgência costeira, explicando a diminuição da produtividade.

Os efeitos das assincronias entre hemisfério norte e sul foram também caracterizados por Barker *et al.* (2009). Assim, os Eventos Heinrich são frios no hemisfério norte e quentes no sul. Estudando o aumento das populações de foraminíferos bentônicos oportunistas, estes autores reconstituíram a produtividade das águas superficiais próximo à Antártida, relacionada ao H1: há um grande aumento de produtividade ao redor de 18,5 mil anos, diminuindo até 14,5 mil anos. Este pico estaria relacionado com um aumento da turbulência, possivelmente causado pelo fortalecimento da Corrente Circumpolar Antártica (CCA). O enfraquecimento da

circulação termohalina leva a uma migração da ZCIT e dos cinturões de ventos de oeste para o sul; estes últimos impulsionam a CCA. Estes dados estão em conformidade com os encontrados para o testemunho KF13.

A produtividade apresenta uma nova ascensão em torno de 12,8 mil anos (quando atinge seu valor máximo). Após o fim do H1, a circulação termohalina começa a retornar a uma configuração semelhante à atual. Segundo *Arz et al.* (1999), no Atlântico tropical oeste, isto é evidenciado pelos valores de $\delta^{18}\text{O}$ que diminuem até 13 mil anos, no início do YD, aumentando posteriormente. Esta volta a condições mais glaciais, com as consequentes mudanças nas circulações termohalina e atmosférica, deve ser responsável pelo aumento da produtividade detectado. Comparando as temperaturas superficiais do Oceano Atlântico nordeste e sudeste através de alquenonas, *Kim et al.* (2002) documentam a inversão hemisférica climática para o H1, mas não para o YD. Um resfriamento no Atlântico Sul coincide com o período do frio do YD no Atlântico Norte, provavelmente induzido por uma circulação atmosférica vigorosa que se sobrepôs aos efeitos de mudanças na circulação termohalina. Isto aponta para o fato de que a circulação termohalina deveria estar mais próxima do modo interglacial durante o YD do que no H1.

Mudanças nas águas superficiais durante os últimos 30 mil anos na região também foram estudados quanto à temperatura e salinidade (*Toledo et al.*, 2007b): na área próxima ao testemunho deste trabalho, a temperatura parece ter flutuado muito pouco (ao redor de 1°C), o que também é reportado por *Trend-Staid & Prell* (2002); quanto à mistura nas camadas superficiais, esta parece dever-se mais à intensidade dos ventos do que à salinidade.

Aproximadamente há 11 mil anos, tem início o Holoceno, o atual estágio interglacial. Sabe-se que na região estudada, a intensidade de precipitações era menor no Holoceno inicial do que durante o UMG (*Pivel et al.*, 2010). *Haug et al.* (2001), baseados nas concentrações de titânio e ferro na Bacia Cariaco (norte da Venezuela), argumentam que, durante o Máximo Termal Holocênico (entre 10,5 e 5,4 mil anos), a posição anual média da ZCIT estava mais ao norte, migrando para o sul durante o Holoceno Médio e Tardio. Esta migração da ZCIT durante o Holoceno é também apontada por *Holzwarth* (2010) a partir de dinoflagelados em um testemunho do nordeste do Atlântico. No entanto, é importante salientar que este cenário, conforme descrito pela assembléia de coccolitoforídeos, não se instala com a chegada do Holoceno

(correspondente ao EIM 1). Há 7,2 mil anos AP, a abundância absoluta continuava muito baixa e a paleoprodutividade alta.

- 6,5 – 2,5 mil anos AP

De forma similar ao registrado para o EIM 5e, aqui a produtividade volta a cair. Durante o Holoceno Médio e Tardio, houve uma progressiva migração para o sul da ZCIT que parece ser resultante de mudanças na sazonalidade da insolação associada com a forçante do componente de precessão (~21 mil anos) de Milankovitch (Haug, 2001). A insolação tornou-se mais sazonal no Hemisfério Sul e menos sazonal no Hemisfério Norte (diminuindo a capacidade da insolação máxima de verão deslocar a ZCIT). Eventos *El Niño* também contribuem para o deslocamento para o sul da ZCIT no Pacífico, e também podem ter sido beneficiados pelas mudanças na insolação mencionadas. Há evidências, a partir de reconstruções paleoclimáticas e de estudos de modelagem, de que condições tipo *El Niño* aumentaram a partir dos últimos 5 mil anos (Haug, 2001). A precipitação, relacionada ao Sistema de Monção da América do Sul, volta a ser mais intensa (Pivel *et al.*, 2010). Outro fator que pode estar relacionado com as mudanças oceanográficas percebidas para esse intervalo é a transgressão marinha holocênica detectada para a porção central do litoral brasileiro a partir de 7800 anos. Essa transgressão atingiu seu máximo há 5600 anos ($4,7 \pm 0,5$ m acima da linha de costa atual) e durou (com oscilações) até 2300 anos (Martin, 2003).

8.2. O testemunho KF14

➤ 8.2.1. Significado da dinâmica dos cocolitoforídeos

Entre 440 e 140 mil anos, a assembleia de cocolitoforídeos foi dominada por espécies do grupo “placolitoforme”, como *Gephyrocapsa* spp., *Emiliana huxleyi/Reticulofenestra minuta* e *Calcidiscus leptoporus* e pela espécie do grupo “floriforme” *Florisphaera profunda* (Figuras 43a-c). Assim como no testemunho KF13, a nanoflora é caracteristicamente tropical (Winter *et al.*, 1994), não tendo ocorrido migrações latitudinais das propriedades das águas superficiais nos últimos 440 mil anos o suficiente para alterar este padrão.

A diversidade taxonômica (Figura 50) foi muito mais flutuante neste intervalo do que nos últimos 130 mil anos, possivelmente indicando que o ambiente era mais dinâmico. Isto, porém, pode estar também relacionado à baixa resolução do testemunho KF13 quando comparado ao KF14. Alguns dos picos de baixa diversidade ocorreram próximos aos momentos de transição entre EIMs. Quando as condições ambientais mudam, muitas espécies têm suas populações diminuídas; com o passar do tempo, a diversidade volta a aumentar, conforme as condições ambientais tornam-se mais estáveis. As mudanças na diversidade serão apontadas e discutidas abaixo.

A assembleia de cocolitoforídeos respondeu às mudanças climáticas no Oceano Atlântico Sudoeste entre 440 e 140 mil anos, modificando-se ao longo dos estágios glaciais/interglaciais (Tabela 7). No entanto, diferentemente do testemunho KF13, não é possível distinguir um claro padrão de diferenciação entre estes estágios observando-se a abundância absoluta de cocólitos (Figura 42) ou a Taxa N (Figura 49). Estas, na maior parte do testemunho, comportam-se de maneira oposta, mas o comportamento das curvas não parece diretamente relacionado à alternância de estágios glaciais/interglaciais. As curvas da Taxa N e da abundância absoluta de cocólitos tendem a ser opostas porque cocolitoforídeos são adaptados a condições oligotróficas, o que caracteriza a área de estudo atualmente. Com o aumento na concentração de nutrientes, as espécies oportunistas respondem prontamente, tornando-se proporcionalmente superiores à *Florisphaera profunda*, habitante da zona fótica inferior (espécie utilizada para monitorar a profundidade da nutriclina). Em termos absolutos, no entanto, cocolitoforídeos não conseguem competir com grupos do fitoplâncton mais eficientes em consumir estes nutrientes e com taxas de reprodução mais alta, como as diatomáceas. Esta discussão foi mais detalhada no sub-capítulo anterior - 8.1.1. A flutuação da taxa de sedimentação é bem menor no testemunho KF14 (Figura 40) do

que no testemunho KF13. Provavelmente em função disso, ela não tenha muita influência sobre a abundância absoluta de cocólitos, que não diminui com o seu aumento.

As análises de coordenadas principais ajudam no entendimento do intervalo de tempo estudado como um todo. Analisando a PCoA baseada nas abundâncias relativas de cocólitos (Figura 51) vemos que no eixo 1, que contém 50,9% da variação encontrada nas assembléias ao longo do tempo, não há uma polarização de amostras de acordo com estágios glaciais/interglaciais. No quadrante direito, temos principalmente amostras do EIM 7 (interglacial), enquanto no quadrante esquerdo predominam amostras dos EIMs 10 (glacial) e 11 (interglacial). Estes conjuntos representam tendências opostas, demonstrando uma afinidade relacionada à proximidade temporal. No entanto, algumas amostras do EIM 11 estão no quadrante direito; estas amostras correspondem ao início do estágio e, como veremos a seguir, apresentam condições muito diferenciadas. Portanto, a PCoA é capaz de detectar mudanças climáticas independentemente da correlação temporal. Assim, o início do EIM 11 é diferenciado não apenas pela altíssima abundância absoluta de cocólitos, como pela proporcionalidade entre as espécies, e assemelha-se mais com o EIM 7 do que com o restante do EIM 11. A porção mediana do gráfico contém principalmente amostras relativas aos EIMs 8 (glacial), 9 (interglacial) e 12 (glacial), representando condições climáticas intermediárias entre os extremos. Da mesma forma, a análise entre grupos mostra que o intervalo entre 440-140 mil anos não é homogêneo quanto às assembleias de cocolitoforídeos (Tabela 7), mas a análise de contrastes não evidencia oposição glacial/interglacial. O EIM 7 destaca-se como o mais ímpar entre os estágios.

É importante frisar que esta “homogeneidade” entre episódios glaciais/interglaciais neste intervalo de tempo não foi observada apenas neste trabalho. Em bioestratigrafia de foraminíferos planctônicos, utiliza-se frequentemente a ocorrência do complexo “menardiiforme”, considerado o melhor indicador de águas quentes (Tolderlund & Bé, 1971), para registrar os limites entre glaciais e interglaciais. Na abordagem bioestratigráfica, a zona Z corresponde ao EIM 1, a zona Y aos EIMs 2, 3 e 4, e a zona X ao EIM 5 (Ericson & Wollin, 1968). Portanto, a bioestratigrafia tem concordância com as curvas padrão de isótopos de oxigênio, que aponta os EIMs 1 e 5 como quentes. No entanto, quando se estuda sedimentos um pouco mais antigos, essa correspondência não é observada. Na abordagem bioestratigráfica, a zona W corresponde ao EIM 6, a zona V aos EIMs 7, 8, 9, 10 e 11, e a zona U ao EIM 12.

Assim, através de foraminíferos planctônicos, reconhece-se apenas os EIMs 6 e 12 como intervalos frios, mas não os 8 e 10. Já as curvas de isótopos de oxigênio padrão, como a LR04, aponta estes últimos como glaciais. Parece que, apesar de haver um aumento da concentração de gelo global, outros fatores climáticos influenciam em maior medida a comunidade planctônica neste intervalo de tempo.

Esse comportamento inesperado da comunidade planctônica já foi descrito em outros trabalhos com coccolitoforídeos. Trabalhos realizados no sudeste do Oceano Atlântico reportam um comportamento diferenciado entre os EIMs 11-8 (Flores *et al.*, 1999, 2003; Baumann & Freitag, 2004). O mesmo também já foi observado para o Pacífico Equatorial Leste (López-Otálvaro *et al.*, 2008) e para o Mar do Caribe (Kameo *et al.*, 2004). As observações e interpretações destes autores serão abordadas adiante.

- 440 - 420 mil anos AP

Este intervalo abrange o final do EIM 12, correspondendo a um intervalo glacial, portanto, um período frio. Os altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 39) indicam um considerável volume de gelo global. *Coccolithus pelagicus* “small” (Figura 43f) está presente. Para o Atlântico Norte, este morfotipo está relacionado a águas subpolares e o intermediário a condições de ressurgência (Parente *et al.*, 2004). No entanto, Geisen *et al.* (2004) apontam que os tamanhos dos cocólitos apresentam sobreposição entre os dois morfotipos (ou duas espécies), e a distinção deve ser feita com base na cocosfera e nos diferentes holococólitos produzidos. Na área de estudo, a ocorrência de *Coccolithus pelagicus* necessariamente está relacionada a condições de ressurgência, pois a influência da Corrente das Malvinas não chegaria até a latitude 20°S. No testemunho KF13 não se diferenciou morfotipos de *Coccolithus pelagicus*, e sua ocorrência está restrita ao período glacial (EIM 2-4). Isto ocorreu porque neste período a ressurgência costeira foi intensificada, possivelmente devido à maior expressão dos ventos de nordeste, levando à maior produtividade. No testemunho KF14 fez-se a diferenciação entre morfotipos (com base no comprimento do cocólito), e tanto o morfotipo “small” quanto o “intermediate” ocorrem ao longo do testemunho, de forma esparsa. A ocorrência da espécie está novamente relacionada ao aumento da ressurgência costeira, que leva a um aumento da produtividade que, no caso do intervalo de tempo estudado no testemunho KF14 (440-140 mil anos AP), é sempre alta e não está diretamente relacionada a estágios glaciais. Assim, neste testemunho, a ocorrência de *C. pelagicus* não é apropriada para definir a duração dos estágios glaciais. Ainda, ao contrário do

observado para o Atlântico Norte, a diferenciação entre os morfotipos através do comprimento dos cocólitos não é eficiente: o morfotipo “small” é mais abundante que o “intermediate”, quando, na verdade, ambos devem pertencer ao último.

Gephyrocapsa “cold” (Figura 43b), no entanto, está ausente. Bollmann (1997) atribui a esse morfotipo uma preferência ambiental por regiões moderadamente produtivas, com temperaturas menores do que 21°C. No testemunho KF14, *Gephyrocapsa* “cold” também não pode ser utilizada para rastrear estágios glaciais, parecendo estar mais relacionada à disponibilidade de nutrientes. É provável que esta limitação não esteja relacionada ao intervalo de tempo entre 440-140 mil anos, mas à latitude relativamente baixa da área de estudo, onde o que mais flutua é a disponibilidade de nutrientes, e não a temperatura da água superficial. Infelizmente, a distinção entre morfotipos de *Gephyrocapsa* não foi possível para o testemunho KF13, que registra os últimos 130 mil anos, impedindo a confirmação desta hipótese.

A produtividade era alta entre 440-420 mil anos, conforme evidenciado pelos elevados valores da Taxa N (Figura 49). A ressurgência costeira deveria estar intensificada e possibilitava a fertilização das águas superficiais através da ascensão da ACAS. A abundância absoluta de cocólitos registrada é baixa, possivelmente em função da competição com diatomáceas. O táxon dominante é *Gephyrocapsa* “minute”, seguido do morfotipo “transitional” (Figura 46a) e de *Florisphaera profunda* (Figura 46c). *Gephyrocapsa* “minute” não apresenta preferências ambientais definidas e “transitional” tem sucesso mesmo em ambientes oligotróficos (Bollmann, 1997), sendo, portanto, morfotipos oportunistas e mais competitivos.

Ao redor de 420 mil anos (EIM 12/11 – transição frio/quente), a diversidade taxonômica é muito baixa (Figura 50). Infere-se daí que esta mudança climática deve ter sido rápida, tendo impacto sobre as populações de cocolitoforídeos.

- 420 - 410 mil anos AP

Este intervalo corresponde ao início do EIM 11, quando se inicia um estágio interglacial. A queda dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 39) atesta a redução do volume de gelo nos pólos.

Este intervalo destaca-se dos demais por apresentar uma abundância absoluta de cocólitos muito superior (Figura 42). No testemunho KF13 também não se encontra números tão altos como os registrados aqui. A taxa de sedimentação estimada não muda em relação ao período anterior ou posterior (Figura 40); portanto, a concentração de

cocólitos não está elevada como consequência de uma diminuição da chegada de sedimentos ao fundo marinho. Outra distinção é que a Taxa N é bastante alta (Figura 49), indicando um período de elevada produtividade. Aqui, a competição com diatomáceas não parece ter ocorrido, e cocolitoforídeos aumentaram muito suas populações em função de um aumento na disponibilidade de nutrientes, provavelmente causado por uma maior intensidade da ressurgência costeira. Também a diversidade taxonômica é alta aqui (Figura 50), revelando um intervalo muito propício ao desenvolvimento dos cocolitoforídeos.

Sabe-se que a distribuição de diatomáceas é fortemente regulada pela disponibilidade de silicato dissolvido na água do mar. Broerse *et al.* (2000) documentam uma sucessão ecológica ao longo do ano em uma área temperada do Oceano Atlântico Nordeste: as diatomáceas dominam o ambiente em função de um aporte de nutrientes maior durante o inverno; com o passar dos meses e o esgotamento do silicato, cocolitoforídeos apresentam maiores populações. Portanto, o fato de alta produtividade estar aliada a altas concentrações de cocolitoforídeos entre 420-410 mil anos pode estar refletindo a escassez de silicato na área de estudo. A principal fonte de silicato para o ambiente marinho é o continente, através do transporte de rios. Assim, esta situação de excessão pode estar relacionada tanto a uma diminuição dos fluxos dos rios Doce e Paraíba do Sul quanto a uma transgressão marinha de grande porte, em função do início de um estágio interglacial, tornando a área de estudo mais distante da costa. Infelizmente, não há dados sobre a dinâmica costeira da área de estudo para este intervalo que corroborem esta interpretação.

São dominantes neste intervalo *Gephyrocapsa* “transitional”, seguida de “minute” (Figura 46a). *Gephyrocapsa* “transitional” prefere áreas com temperaturas entre 19-20°C (Bollmann, 1997), podendo estar refletindo um resfriamento das águas superficiais justamente em função da ressurgência costeira intensificada. *Florisphaera profunda* aumenta sua porcentagem no final do intervalo (Figura 46c), quando a produtividade diminui e as águas devem ter estado mais estratificadas. Destaca-se também *Gephyrocapsa* “cold” (Figura 46b), que apresenta o auge de sua abundância absoluta (Figura 43b), o que está também provavelmente relacionado à ressurgência das águas frias e ricas em nutrientes da ACAS.

- 410 - 330 mil anos AP

Este intervalo corresponde ao restante do EIM 11 e ao EIM 10. Este último corresponde a um período glacial. Na Figura 39, observamos o aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ na metade final do EIM 11, atingindo maiores proporções no EIM 10.

Este é um intervalo bastante variável quanto à produtividade (Taxa N – Figura 49), relacionada à intensidade da ressurgência costeira; já os valores de abundância absoluta de cocólitos (Figura 42) são medianos, tendo decaído muito em relação ao início do EIM 11. No entanto, se compararmos os valores de abundância absoluta de cocólitos deste testemunho com aqueles obtidos no KF13 (Figura 20), mesmo aqui os valores podem ser considerados altos.

A Taxa N aumenta até 380 mil anos (próximo à transição EIM 11/10); portanto, o EIM 11 (interglacial) foi, como um todo, bastante produtivo, e não apenas sua porção inicial. Já o EIM 10 é mais variável quanto à produtividade: a Taxa N decai progressivamente até 347 mil anos, aumentando apenas próximo à transição EIM 10/9 (330 mil anos).

Novamente, *Gephyrocapsa* “transitional” e “minute” (Figura 46a) e *Florisphaera profunda* (Figura 46c) dominam a assembleia. No entanto, neste intervalo *Gephyrocapsa* “equatorial”, “cold” e “oligotrophic” (Figura 46a-b) são também importantes. *Gephyrocapsa* “cold” apresenta maiores porcentagens desde a Parte II até 392 mil anos, provavelmente relacionada à ressurgência das águas frias e ricas em nutrientes da ACAS. *Gephyrocapsa* “equatorial” apresenta maiores porcentagens entre 410 e 357 mil anos; este morfotipo é encontrado apenas na região equatorial, podendo demonstrar uma maior influência das águas dessa região na área de estudo neste intervalo.

Aqui é necessário fazer uma observação acerca dos morfotipos “transitional” e “oligotrophic”. Ambos correspondem a espécie *Gephyrocapsa caribbeanica*, que apresenta uma dominância global nas assembleias de cocolitoforídeos aproximadamente entre 484-262 mil anos atrás. A dominância de *G. caribbeanica* neste intervalo é caracterizada por algumas grandes mudanças ambientais globais, como a fixação de uma periodicidade climática de 100 mil anos a partir de 620-650 mil anos atrás e a dissolução carbonática intensificada em baixas latitudes. Ainda, os interglaciais contidos neste intervalo teriam sido mais quentes que os posteriores. Bollmann *et al.* (1998), ao estudarem vários testemunhos que incluíam este intervalo de dominância, concluíram que a frequência de morfotipos não pode ser interpretada da mesma forma

que em sedimentos mais jovens. Isto porque populações de *Gephyrocapsa* evoluíram e se adaptaram ao ambiente durante os últimos 500 mil anos, criando situações não-análogas.

Este período de dominância foi registrado por Flores *et al.* (1999), que apontam altas abundâncias de *Gephyrocapsa* “oligotrophic” entre 393-333 mil anos no Atlântico sudeste (35°S). Flores *et al.* (2003) detectaram a dominância de *G. caribbeanica* entre os EIMs 11-8 para a mesma região (42°S). O Atlântico sudeste também foi investigado por Baumann & Freitag (2004) e, para a mesma faixa latitudinal deste estudo, foi encontrada uma alta abundância absoluta de cocólitos neste intervalo, especialmente *G. caribbeanica*; porém, neste caso, a alta abundância de cocólitos se prolonga até 280 mil anos.

Nenhuma mudança na diversidade (Figura 50) foi registrada nas transições entre os EIMs 11/10 e 10/9. Pode-se supor que estas transições foram mais lentas do que a transição 12/11, não causando impactos tão grandes sobre as populações de cocolitoforídeos.

- 330 - 140 mil anos AP

Este intervalo corresponde aos EIMs 9 (interglacial), 8 (glacial), 7 (interglacial) e 6 (glacial). Na Figura 39, observamos as oscilações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ que correspondem a esta ciclicidade climática.

A Taxa N indica que a produtividade aumenta até 190 mil anos (transição do Eim 7/6), decaindo até o fim do intervalo amostrado (Figura 49). A abundância absoluta de cocólitos é muito baixa aqui (Figura 42), da mesma forma que na Parte I.

Há um pico de baixa diversidade durante o EIM 9 (320 mil anos) (Figura 50), um intervalo interglacial; este pico ocorreu em um momento de alta produtividade e baixa abundância de cocólitos; novamente, a competição com diatomáceas deve ter permitido que apenas espécies com hábitos mais generalistas colonizassem o ambiente. A transição entre 9/8 não está bem documentada no registro. Já na transição EIM 8/7 (transição frio/quente) há uma grande queda na diversidade ao redor de 240 mil anos, indicando uma transição mais brusca. Há também um pico de baixa diversidade durante o EIM 7 (220 mil anos), novamente, um período interglacial de alta produtividade. A transição EIM 7/6 (quente/frio) é marcada por uma grande queda na diversidade ao redor de 191 mil anos, indicando uma transição brusca.

Todo o intervalo é dominado por *Gephyrocapsa* “minute” e “transitional” (Figura 46a), *Emiliana huxleyi* e *Florisphaera profunda* (Figura 46c). *Calcidiscus leptoporus* “small” apresenta picos ao redor de 328, 241 e 207 mil anos (Figura 46c); porém, segundo Renaud *et al.* (2002), nenhuma preferência ecológica foi percebida para este morfotipo. *Syracosphaera pulchra* (Figura 46d), *Helycosphaera hyalina*, *H. carteri* (Figura 46e) e *Pontosphaera* spp. (Figura 46f) apresentam picos ao redor de 207 mil anos (EIM 7). *Syracosphaera* spp. pode estar relacionada com ambientes mais costeiros (Andruleit & Rogalla, 2002); aqui, porém, trata-se de um intervalo interglacial, de forma que a linha de costa não pode estar recuada. *Helycosphaera* spp. apresenta correlação positiva com a disponibilidade de nutrientes (Boeckel *et al.*, 2006), e este é um intervalo de alta produtividade. Não há estudos específicos sobre as preferências ambientais de *Pontosphaera* spp. Espículas de ascídias apresentam altas porcentagens em 215 e 206 mil anos (Figura 48), o que também pode estar relacionado a uma maior produtividade superficial, que desencadeia maior chegada de matéria orgânica à comunidade bentônica.

➤ 8.2.2. Interpretação paleoceanográfica – O Sistema Corrente do Brasil

Assim como para o testemunho KF13, fazer analogias com as condições climáticas atuais, incluindo mudanças sazonais e interanuais, é necessário para interpretar as mudanças de temperatura e produtividade identificadas pelo registro de cocolitoforídeos e isótopos de oxigênio em termos de circulação termohalina e superficial. Nesse sentido, uma proposta de reconstituição paleoceanográfica é apresentada a seguir, relacionando a ciclicidade glacial/interglacial, a intensidade dos ventos e da ressurgência costeira, bem como a posição de bifurcação da CSE. Infelizmente, não existem muitos trabalhos para o intervalo de tempo entre 440-140 mil anos; na realidade, a pesquisa paleoceanográfica/paleoclimática concentra-se no Último Máximo Glacial e na deglaciação. No entanto, conforme veremos, as mudanças climáticas não obedecem a mesma ciclicidade observada para os últimos 130 mil anos, indicando a importância de investigar sedimentos mais antigos a fim de entender o sistema oceano-atmosfera-clima.

Considerando os parâmetros climáticos modernos, as flutuações de produtividade entre 440-140 mil anos devem ser explicadas pelos mesmos mecanismos utilizados para os últimos 130 mil anos. Assim, aumentos na produtividade devem estar primeiramente relacionados ao aumento da ressurgência costeira, induzido pelos ventos

de nordeste relacionados a ASAS. Estes se tornam mais intensos quando a ASAS e a ZCIT migram para o sul. Além disso, neste cenário a bifurcação da CSE se dá mais ao norte, fortalecendo a CB e o aumento da incidência de vórtices ciclônicos, que também são responsáveis pelo afloramento da ACAS na superfície. No entanto, diferentemente do visto para o testemunho KF13, a migração sazonal da ZCIT não pode ser utilizada como análoga ao comportamento médio da ZCIT em intervalos glaciais e interglaciais; ainda que esta migração provavelmente ocorra, seus efeitos não são observados diretamente na dinâmica dos coccolitoforídeos. Não é possível observar aqui uma produtividade média diminuída durante os interglaciais. Os EIMs 12 (glacial) e 11 (interglacial) apresentam alta produtividade, com tendência de aumento; o EIM 10 (glacial) apresenta um progressivo declínio; durante os EIMs 9 (interglacial) e 8 (glacial) a produtividade volta a crescer gradativamente até atingir seu máximo no EIM 7 (interglacial). No entanto, cabe ressaltar que, em comparação ao KF13, a produtividade aqui é sempre alta, apresentando flutuações.

Este padrão certamente está relacionado ao período de dominância de *Gephyrocapsa caribbeanica* que, conforme citado, está relacionado a grandes mudanças ambientais globais. Este período é conhecido como evento *Brunhes* médio, tendo ocorrido aproximadamente entre 400-300 mil anos atrás. Durante o *Brunhes* médio, ocorrem mudanças paleoceanográficas não totalmente entendidas, mas detectadas tanto no Hemisfério Norte quanto no Sul. Jansen *et al.* (1986) investigaram testemunhos amplamente distribuídos; segundo os autores, no hemisfério sul o sinal climático mostra uma transição para condições mais "interglaciais", relacionadas a uma circulação atmosférica e oceânica intensificadas. No hemisfério norte, as condições se tornam mais "glaciais", com uma circulação mais zonal. De fato, dados de foraminíferos planctônicos no testemunho KF14 (Iwai, 2010) sugerem que este intervalo tenha sido mais quente. Além disso, o principal fator responsável pelas mudanças faunísticas é a espessura da camada de mistura, parâmetro que está relacionado com a intensidade dos ventos e que está diretamente ligado à produtividade.

- 440 - 420 mil anos AP

Este intervalo abrange o final do EIM 12, correspondendo a um intervalo glacial. A ZCIT estaria em média deslocada para o sul e os ventos de nordeste associados à ASAS estariam mais intensos, favorecendo a ressurgência costeira. Além disso, a

bifurcação da CSE se daria em média mais ao norte, fortalecendo a CB e aumentando a incidência de vórtices ciclônicos, resultando neste intervalo de alta produtividade.

A deglaciação parece ter sido rápida, a julgar pela resposta da comunidade de cocolitoforídeos, que apresentam grande diminuição da diversidade.

- 420 - 410 mil anos AP

Este intervalo corresponde ao início do EIM 11, quando se inicia um estágio interglacial. No entanto, de acordo com a alta produtividade, os ventos de nordeste associados à ASAS continuariam intensos, favorecendo a ressurgência costeira. A deglaciação entre os EIMs 2 e 1, explorada no capítulo anterior, costuma ser reconstituída como um período produtivo. O mesmo parece acontecer na transição 12-11. Baseado na alta produtividade, ausência de diatomáceas e alta diversidade de cocolitoforídeos, especula-se que a transgressão marinha tenha sido maior neste momento do que em outras transições frio-quente dos últimos 440 mil anos.

- 410 - 330 mil anos AP

Este intervalo corresponde ao restante do EIM 11 e ao EIM 10. As condições paleoceanográficas do intervalo anterior, com ventos de nordeste associados à ASAS intensificados, se estendem até o final do EIM 11. No entanto, aqui o nível do mar parece ter recuado, e a produtividade é alta novamente em função de outros grupos do fitoplâncton.

Durante o EIM 10 (glacial) a produtividade cai progressivamente, indicando que os ventos de nordeste que impulsionam a ressurgência estariam um pouco mais fracos, levando à diminuição da espessura da camada de mistura.

A transição entre os EIMs 11/10 e 10/9 parecem ter sido mais graduais do que a transição entre 12/11; não há modificação na diversidade de cocolitoforídeos durante estes eventos.

- 330 - 140 mil anos AP

Este intervalo corresponde aos EIMs 9 (interglacial), 8 (glacial), 7 (interglacial) e 6 (glacial). Apesar de toda esta variedade climática, a produtividade permanece alta durante todo o intervalo, sugerindo que os ventos de nordeste se mantiveram intensos.

Algum distúrbio ambiental parece ter ocorrido durante o EIM 9, ao redor de 320 mil anos, causando uma queda na diversidade de cocolitoforídeos.

Flores *et al.* (2003) detectam o evento de dominância de *Gephyrocapsa caribbeanica* no Atlântico sudeste entre os EIMs 11-8; apesar da ciclicidade interglacial-glacial, os autores não conseguem confirmar aumentos de temperatura durante os interglaciais. Baumann & Freitag (2004), estudando o Atlântico sudoeste, apontam que entre os EIMs 15-9, haveria um movimento para o sul da Frente Angola-Benguela e, portanto, maior influência das águas quentes da Corrente de Angola. Para o Pacífico equatorial leste, López-Otálvaro *et al.* (2008) interpretam que do EIM 14 ao 8, em pleno *Brunhes* médio, há ressurgência intensificada em função da predominância de eventos do tipo *La Niña*.

A deglaciação entre os EIMs 8 e 7 parece ter sido rápida, a julgar pela resposta da comunidade de cocolitoforídeos, que apresenta grande diminuição da diversidade. Outro evento de distúrbio ambiental é indicado ao redor de 220 mil anos (EIM 7). Outra transição brusca é verificada entre os EIMs 7 e 6.

8.3. O papel dos cocolitoforídeos no ciclo do Carbono

Existe um consenso geral de que uma das chaves para entender a variabilidade climática é a razão entre o fluxo de carbono orgânico e carbonato da superfície para as profundezas oceânicas. No entanto, a magnitude potencial do efeito que uma mudança nessa razão teria no clima e o grau no qual ela pode mudar são ainda tema de debate. Alguns trabalhos de modelagem indicam que mudanças nessa razão poderiam explicar quase toda mudança substancial no conteúdo de dióxido de carbono atmosférico observada entre o UMG e o presente. Outros trabalhos sugerem que esta razão é praticamente estável e, portanto, não pode ser responsável por estas variações no passado. Se o fluxo de carbonato controla o fluxo de carbono orgânico para o fundo marinho, a possibilidade de mudanças na razão é limitada. Se o fluxo de carbono orgânico pode ser mediado por outras partículas (ex: sílica), a razão de fluxo é uma função dos fatores que controlam o que se produz no local. A maior parte dos estudos com armadilhas de sedimentos são conduzidos em oceano aberto, em condições oligotróficas, onde cocolitoforídeos abundam. Talvez por causa deste viés, supõe-se que a maior parte do fluxo global de carbono orgânico que chega ao fundo marinho é mediado pelo carbonato, e o total de carbonato disponível para isso depende das taxas de calcificação e dissolução. Se as taxas de calcificação são sensíveis ao pH da água, a facilitação do fluxo de carbono orgânico pelo carbonato pode ser reduzida conforme o pH diminui (tendência atual). Isto pode servir como um *feedback* positivo para o aumento dos níveis de CO₂. Cocolitoforídeos e foraminíferos são os principais organismos envolvidos neste processo (Loubere *et al.*, 2007).

Algas cocolitoforídeas produzem cocosferas de carbonato de cálcio que se depositam no fundo oceânico quando os indivíduos morrem. Dessa maneira, contribuem para a retirada de carbono do sistema. Cocolitoforídeos também podem ter grande importância no seqüestro de carbono orgânico para o fundo oceânico, pois o carbonato é um lastro mineral efetivo para esta função. Ziveri *et al.* (2007) observaram correlações positivas entre os fluxos diários de carbonato de cocólitos calculado e de carbono orgânico em diversas armadilhas de sedimentos globalmente distribuídas. No entanto, nem todo o carbonato presente nos sedimentos finos tem origem em cocólitos, podendo estar relacionado a foraminíferos juvenis ou foraminíferos e/ou cocolitoforídeos fragmentados. Infelizmente, o estudo não traz dados para o Atlântico Sudoeste. Nos testemunhos KF13 e KF14, não foram medidos níveis de carbono orgânico acumulado nos sedimentos, de forma que não se pode especular sobre a importância do carbonato

para a remoção do carbono das camadas superficiais do oceano. Pode-se, entretanto, avaliar a participação de cocolitoforídeos na acumulação de carbonatos.

A correlação entre abundância absoluta total de cocólitos e porcentagem de CaCO_3 no testemunho KF13 mostra que estes organismos são responsáveis por boa parte do aporte de carbonato para o fundo na área de estudo (Figura 32). Embora *Coccolithus pelagicus* e *Calcidiscus leptoporus* produzam cocólitos robustos, eles apresentam porcentagens reduzidas ao longo de todo o testemunho. Desta forma, *Gephyrocapsa* spp. e *Emiliana huxleyi*, que produzem pequenos cocólitos, são as espécies responsáveis pelo aporte de carbonato para o fundo oceânico na área estudada nos últimos 130 mil anos, uma vez que estas são muito abundantes. *Gephyrocapsa* spp. são importantes de 130 até 41 mil anos, e *E. huxleyi* passa a ser importante a partir daí até o fim do testemunho.

Embora as curvas de carbonato e abundância absoluta de cocólitos se pareçam, alguns picos de carbonato não encontram correspondentes tão destacados na curva de cocólitos, como nos EIMs 5d, 5a e 2, onde os foraminíferos devem ter uma participação maior. Ainda que sejam sempre relevantes, é nos intervalos interglaciais que cocolitoforídeos apresentam sua maior importância para a deposição de carbonatos nos sedimentos. Na maior parte dos casos, quando a Taxa N é alta, a porcentagem de carbonato é baixa, já que os organismos mais abundantes deveriam ser as diatomáceas. Assim, em áreas onde existe influência do continente (com aporte de silicatos), os cocolitoforídeos não são os principais reguladores climáticos através do ciclo do carbono, uma vez que é nos intervalos glaciais que o conteúdo de CO_2 atmosférico decai.

Para o testemunho KF14, a correlação entre abundância absoluta de cocólitos e a porcentagem de carbonatos nos sedimentos é baixa. No intervalo entre 440-140 mil anos, cocolitoforídeos parecem ter um papel menor no ciclo do carbono. Mesmo quando a abundância absoluta de cocólitos é excepcionalmente alta (420-410 mil anos), o pico correspondente na curva de porcentagem de carbonato nos sedimentos não é proporcional. Ainda, ao redor de 377, 328, 300 e 205 mil anos há um grande aporte de carbonato para os sedimentos, mas na maior parte desses momentos a abundância de cocólitos é baixa. Foraminíferos, também beneficiados pela alta disponibilidade de nutrientes nas águas, devem ter o papel principal na fixação de carbonatos nos sedimentos neste intervalo. Padrão inverso foi encontrado por Baumann & Freitag

(2004), que concluíram que cocolitoforídeos são muito importantes neste intervalo no Atlântico sudeste.

Dentre as espécies de cocolitoforídeos, assim como foi visto para os últimos 130 mil anos, são as produtoras de pequenos cocólitos que dominam a assembleia. Entre 440-140 mil anos, *Gephyrocapsa* “transitional” e “minute” são muito mais abundantes que os demais táxons, inclusive os produtores de cocólitos mais robustos. De forma semelhante, Baumann & Freitag (2004) apontaram *Gephyrocapsa caribbeanica* como a espécie de cocolitoforídeo que mais contribuiu para o aporte de carbonato entre 560-280 mil anos AP (sendo responsável por até 80% do carbonato presente nos sedimentos). Portanto, em baixas latitudes, espécies que produzem cocólitos menores são mais importantes, por serem mais abundantes.

9. CONCLUSÕES

A dinâmica das populações de cocolitoforídeos ao longo dos últimos 440 mil anos, juntamente com outros dados, tais como análise de isótopos estáveis de oxigênio e carbono e análise do conteúdo de carbonatos nos sedimentos finos, permitiu uma reconstituição paleoceanográfica no Atlântico Sudoeste, especialmente em relação à paleoprodutividade. As principais conclusões geradas por este trabalho são:

- nos últimos 440 mil anos a nanoflora foi caracteristicamente tropical, com predominância de espécies do grupo “placolitoforme”, como *Gephyrocapsa* spp. e *Emiliana huxleyi*, e da espécie *Florisphaera profunda*;
- em função da competição com outros grupos de fitoplâncton, provavelmente diatomáceas, a curva da abundância absoluta de cocólitos tem comportamento inverso ao da curva de produtividade (estimada pela Taxa N);
- o parâmetro paleoceanográfico que mais apresenta mudanças ao longo do intervalo estudado parece ser a ressurgência costeira, impulsionada pela intensidade dos ventos;
- o intervalo entre 440 - 140 mil anos é caracterizado por elevada produtividade, não havendo flutuações relacionadas à alternância de estágios glaciais e interglaciais;
- especula-se que entre 420 - 410 mil anos houve uma transgressão marinha de grande porte, em função do início de um estágio interglacial, ou uma diminuição dos fluxos dos rios Doce e Paraíba do Sul, levando à escassez de silicatos nas águas da região de estudo;
- o período de dominância de *Gephyrocapsa caribbeanica* (aqui indicados por *Gephyrocapsa* “transitional” e “oligotrophic”) foi reconhecido entre 420 - 340 mil anos; ele está relacionado ao evento *Brunhes* médio, quando as condições de climáticas no hemisfério sul eram do tipo “interglaciais”, relacionadas a uma circulação atmosférica e oceânica intensificadas, aumentando a ressurgência costeira e a produtividade ao longo de todo este período de tempo. Aqui, uma situação não-análoga aos dias atuais prejudica a interpretação da ocorrência dos morfotipos de *Gephyrocapsa*;
- nos últimos 130 mil anos, mudanças gerais em relação à alternância de estágios glacial/interglaciais são percebidas. De maneira geral, pode-se dizer que os

estágios interglaciais *stricto sensu* (EIMs 5e e 1) são menos produtivos que o restante (EIMs 5d-a, 4, 3 e 2), sendo que existem muitas variações dentro deste último intervalo de tempo. Estas variações refletem flutuações na intensidade da ressurgência costeira. Durante estágios interglaciais, a ZCIT deslocada para o norte, a baixa intensidade dos ventos de nordeste que atingem a nossa costa e o enfraquecimento da CB levariam à manutenção da estratificação das águas, resultando em um intervalo de pouca produtividade. Durante o estágio glacial, a ZCIT estaria em média deslocada para o sul e os ventos de nordeste associados à ASAS estariam mais intensos, favorecendo a ressurgência costeira. Além disso, a bifurcação da CSE se daria em média mais ao norte, fortalecendo a CB e aumentando a incidência de vórtices ciclônicos, resultando em um aumento de produtividade;

- ao longo dos últimos 130 mil anos, a produtividade máxima é atingida entre 14 - 6,5 mil anos (durante a deglaciação), com pico ao redor de 12,8 mil anos. O aumento de nutrientes, responsável pelo aumento de produtividade pode estar, neste caso, relacionado também à chegada de material continental (oriundos da erosão de parte da plataforma exposta pela regressão marinha associada ao UMG), e não só à ressurgência costeira. Com isso, a produtividade aumenta no fim de glaciais/início de interglaciais, havendo uma defasagem entre causa (regressão marinha) e efeito (aumento da disponibilidade de nutrientes);
- no intervalo entre 440 - 140 mil anos, cocolitoforídeos parecem ter um papel menor no ciclo do carbono do que no intervalo subsequente, não sendo os principais contribuintes para o acúmulo de carbonato nos sedimentos marinhos. Já nos últimos 130 mil anos eles são mais importantes, especialmente nos intervalos interglaciais;
- embora com alguma variação, a relevância de cocolitoforídeos para o aporte de carbonato ao fundo marinho é considerada significativa para todo o intervalo estudado; nele, as espécies dominantes (*Gephyrocapsa* spp. e *Emiliana huxleyi*) são produtoras de pequenos cocólitos e tornam-se mais importantes pela abundância de suas populações.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahagon, N.; Tanaka, Y. & Ujiie, H. 1993. *Florisphaera profunda*, a possible nanoplankton indicator of late Quaternary changes in sea-water turbidity at the northwestern margin of the Pacific. *Marine Micropaleontology*, 22: 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: 277-297.
- Andruleit, H. & Rogalla, U. 2002. Coccolithophores in surface sediments of the Arabian Sea in relation to environmental gradients in surface waters. *Marine Geology*, 186: 505-526.
- Andruleit, H.; Stäger, S.; Rogalla, U., & Cepek, P. 2003. Living coccolithophores in the northern Arabian Sea: ecological tolerances and environmental control. *Marine Micropaleontology*, 49: 157-181.
- Andruleit, H.; Lückge, A.; Wiedicke, M. & Stäger, S. 2008. Late Quaternary development of the Java upwelling system (eastern Indian Ocean) as revealed by coccolithophores. *Marine Micropaleontology*, 69: 3-15.
- Antunes, R.L. 1994. Bioestratigrafia dos nanofósseis quaternários da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8: 295-313.
- Antunes, R.L. 1997. *Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários*. Série Didática. Instituto de Geociências - UFRJ, Rio de Janeiro, 115p.
- Antunes, R.L. 2007. *Nanofósseis calcários do Quaternário da Margem Continental Brasileira*. Série Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, 21. Petrobrás, Rio de Janeiro, 76 p.
- Aragão, J.O.R. 1998. O impacto do ENSO e do dipolo do Atlântico no nordeste do Brasil. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 27: 839-844.
- Arz, H.W.; Pätzold, J. & Wefer, G. 1999. The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 167: 105-117.
- Azevedo, R.L.M.; Rodrigues, R. & Takaki, T. 1997. Aplicação dos dados isotópicos de carbono e oxigênio, de rocha-total, em estudos paleoambientais. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 11(1/2): 19-32.

- Barker, S.; Diz, P.; Vautravers, M.J.; Pike, J.; Knorr, G.; Hall, I.R. & Broecker, W.S. 2009. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 457: 1097-1103.
- Baumann, K.H.; Cepek, M. & Kinkel, H. 1999. Coccolithophores as indicators of ocean water masses, surface-water temperature, and paleoproductivity – examples from the South Atlantic. *In: Fischer, G. & Wefer, G. (eds). Use of proxies in paleoceanography. Examples from the South Atlantic.* Springer, Berlin, p. 117-144.
- Baumann, K.H.; Böckel, B. & Frenz, M. 2004. Coccolith contribution to South Atlantic carbonate sedimentation. *In: Thierstein, H.R. & Young, J.R. (eds). Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact.* Springer, Berlin, p. 367-402.
- Baumann, K.H. & Freitag, T. 2004. Pleistocene fluctuations in the northern Benguela Current system as revealed by coccolith assemblages. *Marine Micropaleontology*, 52: 195-215.
- Beaufort, L. 1996. Dynamics of the monsoon in the equatorial Indian Ocean over the last 260,000 anos. *Quaternary International*, 31: 13-18.
- Beaufort, L.; Lancelot, Y.; Camberlin, P.; Cayre, O.; Vincent, E.; Bassinot, F. & Labeyrie, L. 1997. Insolation cycles as a major control of equatorial Indian Ocean primary production. *Science*, 278: 1451-1454.
- Begét, J.E.; Stone, D.B. & Hawkins, D.B. 1990. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the Late Quaternary. *Geology*, 18: 40-43.
- Bergue, C.T.; Costa, K.B.; Dwyer, G. & Moura, C.A.V. 2006. Bathyal ostracode diversity in the Santos Basin, Brazilian southeast margin: response to late Quaternary climate changes. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9: 201-210.
- Bigg, G. R. 2003. *The oceans and climate*. 2^a ed., Cambridge University Press, New York, 273 p.
- Billard, C. & Inouye, I. 2004. What is new in coccolithophore biology? *In: Thierstein, H.R. & Young, J.R. (eds). Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact.* Springer, Berlin, p. 1-29.
- Boeckel, B. & Baumann, K.H. 2004. Distribution of coccoliths in surface sediments in the south-eastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution. *Marine Micropaleontology*, 51: 301-320.

- Boeckel, B.; Baumann, K.H.; Henrich, R. & Kinkel, H. 2006. Coccolith distribution patterns in South Atlantic and Southern Ocean surface sediments in relation to environmental gradients. *Deep Sea Research I*, 53: 1073-1099.
- Bollmann, J. 1997. Morphology and biogeography of *Gephyrocapsa* coccoliths in Holocene sediments. *Marine Micropaleontology*, 29: 319-350.
- Bollmann, J.; Baumann, K.H. & Thierstein, H.R. 1998. Global dominance of *Gephyrocapsa* coccoliths in the late Pleistocene: selective dissolution, evolution, or global environmental change? *Paleoceanography*, 13: 517-529.
- Bollmann, J.; Henderiks, J. & Brabec, B. 2002. Global calibration of *Gephyrocapsa* coccolith abundance in Holocene sediments for paleotemperature assessment. *Paleoceanography*, 17: 1035.
- Brand, L.E. 1994. Physiological ecology of marine coccolithophores. In: Winter, A. & Siesser, W.G. (eds). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 39-49.
- Brehme, I. 1984. *Vales submarinos entre o Banco de Abrolhos e Cabo Frio (Rio de Janeiro)*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. 116 p.
- Broecker, W.S. 1991. The Great Ocean Conveyor. *Oceanography*, 4: 79-89.
- Broerse, A.T.C.; Ziveri, P.; Hinte, J.E. & Honjo, S. 2000. Coccolithophore export production, species composition, and coccolith CaCO₃ fluxes in the NE Atlantic (34°N 21°W and 48°N 21°W). *Deep-Sea Research II*, 47: 1877-1905.
- Brown, J.; Colling, A.; Park, D.; Phillips, J.; Rothery, D. & Wright, J. 1989. *Ocean Circulation*. Pergamon Press – The Open University, Great Britain, 238 p.
- Brownlee, C. & Taylor, A. 2004. Calcification in coccolithophores: a cellular perspective. In: Thierstein, H.R. & Young, J.R. (eds). *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlim, p.31-49.
- Cachão, M. & Moita, M.T. 2000. *Coccolitus pelagicus*, a productivity proxy related to moderate fronts off Western Iberia. *Marine Micropaleontology*, 39: 131-155.
- Caddah, L.F.G.; Kowsmann, R.O. & Viana, A.R. 1998. Slope sedimentar facies associated with Pleistocene and Holocene sea-level changes, Campos Basin, southeast Brazilian Margin. *Sedimentary Geology*, 115: 159-174.
- Camillo Jr., E. 2007. *Foraminíferos planctônicos em resposta às mudanças oceanográficas no Atlântico Tropical oeste durante os últimos 30.000 anos*.

- Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo – USP. Programa de Oceanografia Química e Geológica, São Paulo, SP, Brasil. 181 p.
- Cavalcanti, I.F.A. 1996. Episódios *El niño*/Oscilação Sul durante a década de 1986 a 1996 e suas influências sobre o Brasil. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática - Climanálise Especial*.
- Cheng, X. & Wang, P. 1997. Controlling factors of coccolith distribution in surface sediments of the China seas: marginal sea nannofossil assemblages revisited. *Marine Micropaleontology*, 32: 155-172.
- Chiang, J.C.H.; Biasutti, M., & Battisti, D.S. 2003. Sensitivity of the Atlantic ITCZ to Last Glacial Maximum boundary conditions. *Paleoceanography*, 18: 1-18.
- Clauzet, G.; Wainer, I.; Lazar, A.; Brady, E. & Otto-Bliesner, B. 2007. A numerical study of the South Atlantic Circulation at the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253: 509-528.
- Costa, K.B. 2000. *Variações paleoceanográficas na porção oeste do Atlântico Sul entre o Último Máximo Glacial e o Holoceno: Isótopos estáveis de oxigênio e carbono e razão Cd/Ca em foraminíferos bentônicos*. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS, Brasil. 250 p.
- Crowley, T.J. 1983. Calcium carbonate preservation patterns in the Central North Atlantic during the last 150,000 years. *Marine Geology*, 51: 1-14.
- Ericson, D.B. & Wollin, G. 1968. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. *Science*, 162: 1277-1234.
- Fernandes, B.B. 2010. *Variações do conteúdo de carbonato em estudos paleoceanográficos: um exemplo na Bacia de Campos*. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo – USP. Programa de Oceanografia Química e Geológica, São Paulo, SP, Brasil. 73 p.
- Fernando, A.G.S.; Peleo-Alampay, A.M. & Wiesner, M.G. 2007. Calcareous nannofossils in surface sediments of the eastern and western South China Sea. *Marine Micropaleontology*, 66: 1-26.
- Ferreira, N.S. 1996. Zona de Convergência Intertropical. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática - Climanálise Especial*.
- Filippelli, G.M.; Latimer, J.C.; Murray, R.W. & Flores, J.A. 2007. Productivity records from the Southern Ocean and the equatorial Pacific Ocean: testing the glacial shelf-nutrient hypothesis. *Deep-Sea Research II*, 54: 2443-2452.

- Findlay, C.S. & Flores, J.A. 2000. Subtropical Front fluctuations south of Australia (45°09'S, 146°17'E) for the last 130 ka years based in calcareous nannoplankton. *Marine Micropaleontology*, 40: 403-416.
- Flores, J.A. & Sierro, F.J. 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology*, 43(3): 321-324.
- Flores, J.A.; Sierro, F.J.; Francés, G.; Vázquez, A. & Zamarreño, I. 1997. The last 100,000 years in the western Mediterranean: sea surface water and frontal dynamics as revealed by coccolithophores. *Marine Micropaleontology*, 29: 351-366.
- Flores, J.A.; Gersonde, R. & Sierro, F.J. 1999. Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record. *Marine micropaleontology*, 37: 1-22.
- Flores, J.A.; Bárcena, M.A. & Sierro, F.J. 2000. Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161: 459-478.
- Flores, J.A.; Marino, M.; Sierro, F.J.; Hodell, D.A. & Charles, C.D. 2003. Calcareous plankton dissolution pattern and coccolithophore assemblages during the last 600 kyr at ODP site 1089 (Cape Basin, South Atlantic): paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196: 409-426.
- Flores, J.A. & Marino, M. 2002. Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy for ODP Leg 177 (Atlantic sector of the Southern Ocean). *Marine Micropaleontology*, 45: 191-224.
- Frenz, M.; Höppner, R.; Stuut, J.-B.W.; Wagner, T.; Henrich, R. 2003. Surface sediment bulk geochemistry and grain-size composition related to the oceanic circulation along the South American Continental Margin in the Southwest Atlantic. In: Wefer, G.; Multiza, S. & Ratmeyer, V. (eds). *The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of material budgets and current systems*. Springer-Verlag, Berlin, p. 347-373.
- Geisen, M.; Young, J.R.; Probert, I.; Sáez, A.G.; Baumann, K.H.; Sprengel, C.; Bollmann, J.; Cros, L.; Vargas, C. & Medlin, L.K. 2004. Species level variation in coccolithophores. In: Thierstein, H.R. & Young, J.R. (eds). *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlin, p. 327-366.

- Gersonde, R.; Abelmann, A.; Cortese, G.; Becquey, S.; Bianchi, C.; Brathauer, U.; Niebler, H.S., Zielinski, U. & Pätzold, J. 2003. The Late Pleistocene South Atlantic and Southern Ocean Surface – A summary of time-slice and time-series studies. *In: Wefer, G.; Mulitza, S. & Ratmeyer, V. (eds). The South Atlantic in the Late Quaternary.* Springer, Berlin, p. 499-529.
- Girardeau, J. & Rogers, J. 1994. Phytoplankton biomass and sea-surface temperatures estimates from sea-bed distribution of nannofossil and planktonic foraminifera in the Benguela upwelling system. *Micropaleontology*, 40: 1825-1852.
- Girardeau, J. & Beaufort, L. 2007. Coccolithophores: from extant populations to fossil assemblages. *In: Hillaire-Marcel, C. & De Vernal, A. (eds). Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography.* Elsevier, Amsterdam, p. 409-439.
- Hammer, Ø; Harper, D.A.T. & Ryan, P.D. 2001. PAST - Palaeontological Statistics Software package for education and data analysis. *Paleontologia electronica*, 4: 1-9.
- Hastenrath, S. 1991. *Climate dynamics of the tropics.* 2^a ed., Kluwer Academic Publishers, New York, 488 p.
- Haug, G.H.; Hughen, K.A.; Sigman, D.M.; Peterson, L.C. & Röhl, U. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 293: 1304-1308.
- Henderiks, J. & Bollmann, J. 2004. The *Gephyrocapsa* sea surface palaeothermometer put to test: comparison with alkenone and foraminifera proxies off NW Africa. *Marine Micropaleontology*, 50: 161-184.
- Henriksson, A.S. 2000. Coccolithophore response to oceanographic changes in the equatorial Atlantic during the last 200,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156: 161-173.
- Hiramatsu, C. & De Deckker, P. 1997. The Late Quaternary calcareous nannoplankton assemblages from three cores from the Tasman Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131: 391-412.
- Holzwarth, U.; Meggers, H.; Esper, O.; Kuhlmann, H.; Freudenthal, T.; Hensen, C. & Zonneveld, K.A.F. 2010. NW African climate variations during the last 47,000 years: Evidence from organic-walled dinoflagellate cysts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291: 443-455.

- Iwai, F.S. 2010. *Assembléias de foraminíferos planctônicos: Implicações paleoceanográficas nos últimos 450.000 anos em testemunhos do sudoeste do Atlântico Sul*. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo – USP. Programa de Oceanografia Química e Geológica, São Paulo, SP, Brasil. 135 p.
- Jacob, J.; Huang, Y.; Disnar, J.R.; Sifeddine, A.; Boussafir, M.; Albuquerque, A.L.S. & Turcq, B. 2007. Paleohydrological changes during the last deglaciation in Northern Brazil. *Quaternary Science Reviews*, 26: 1004–1015.
- Jansen, J.H.F.; Kuijpers, A. & Troelstra, S.R. 1986. A Mid-Brunhes Climatic Event: Long-Term Changes in Global Atmosphere and Ocean Circulation. *Science*, 232: 619-622.
- Kameo, K.; Shearer, M.C.; Droxler, A.W.; Mita, I.; Watanabe, R. & Stao, T. 2004. Glacial-interglacial surface waters variations in the Caribbean Sea during the last 300 ky based on calcareous nannofossil analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 212: 65-76.
- Kim, J.H.; Schneider, R.R.; Müller, P.J. & Wefer, G. 2002. Interhemispheric comparison of deglacial sea-surface temperature patterns in Atlantic eastern boundary currents. *Earth and Planetary Science Letters*, 194: 383-393.
- Kinkel, H.; Baumann, K.H. & Cepek, M. 2000. Coccolithophores in the equatorial Atlantic Ocean: response to seasonal and Late Quaternary surface water variability. *Marine Micropaleontology*, 39: 87-112.
- Knappertsbusch, M.; Cortes, M.Y. & Thierstein, H.R. 1997. Morphologic variability of the coccolithophorid *Calcidiscus leptoporus* in the plankton, surface sediments and from the Early Pleistocene. *Marine Micropaleontology*, 30: 293-317.
- Koch, C. & Young, J.R. 2007. A simple weighing and dilution technique for determining absolute abundance of coccoliths from sediment samples. *Journal of Nannoplankton Research*, 29(1): 67-69.
- Kukla, G.; Heller, F.; Ming, L.X.; Chun, X.T.; Sheng, L.T. & Sheng, A.Z. 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, 16: 811-814.
- Lass, H.U. & Mohrholz, V. 2008. On the interaction between the subtropical gyre and the Subtropical Cell on the shelf of the SE Atlantic. *Journal of Marine Systems*, 74: 1-43.
- Levitus, S. & Boyer, T. 1994. *World Ocean Atlas 1994*. Volume 4: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 4, Washington, 132 p.

- Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20: 1-17.
- López-Otálvaro, G.E.; Flores, J.A.; Sierro, F.J. & Cacho, I. 2008. Variations in coccolithophorid production in the Eastern Equatorial Pacific at ODP site 1240 over the last seven glacial-interglacial cycles. *Marine Micropaleontology*, 69: 52-69.
- Loubere, P.; Siedlecki, S.A. & Bradtmiller, L.I. 2007. Organic carbon and carbonate fluxes: Links to climate change. *Deep-Sea Research II*, 54: 437-446.
- Martin, L.; Bertaux, J.; Corrège, T.; Ledru, M.P.; Mourguiart, P.; Sifeddine, A.; Soubiès, F.; Wirmann, D.; Suguio, K. & Turcq, B. 1997. Astronomical forcing of contrasting rainfall changes in tropical South America between 12.400 and 8.800 cal yr B. P. *Quaternary Research*, 47: 117-122.
- Martin, L. 2003. Holocene Sea-Level History Along Eastern-Southeastern Brazil. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, 26: 13-24.
- Matsuoka, H. & Okada, H. 1990. Time-progressive morphometric changes of the genus *Gephyrocapsa* in the Quaternary sequence of the tropical Indian Ocean, site 709. In: Duncan, R.A.; Backman, J.; Peterson, L.C.; et al. (eds). *Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results*, v. 115. College Station, p. 255-270.
- Molfino, B. & McIntyre, A. 1990. Precessional forcing of nutricline dynamics in the Equatorial Atlantic. *Science*, 249: 766-768.
- Narciso, A.; Cachão, M. & Abreu, L. 2006. *Coccolithus pelagicus* subsp. *pelagicus* versus *Coccolithus pelagicus* subsp. *braarudii* (Coccolithophore, Haptophyta): a proxy for surface subarctic Atlantic waters off Iberia during the last 200 kyr. *Marine Micropaleontology*, 59: 15-34.
- Nicolaidis, D.D. 2008. *Ostracodes de águas profundas do Pleistoceno/Holoceno da Bacia de Campos: isótopos estáveis de oxigênio vs. mudanças faunísticas*. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS, Brasil. 79 p.
- Okada, H. 1992. Biogeographic control of modern nannofossil assemblages in surface sediments of Ise Bay, Mikawa Bay and Kumano-Nada, off coast of central Japan. *Memorie di Science Geologica*, 43: 431-449.
- Okada, H. & Honjo, S. 1973. The distribution of oceanic coccolithopores in the Pacific. *Deep Sea Research*, 20: 355-374.

- Okada, H. & McIntyre, A. 1979. Seasonal distribution of modern coccolithophores in the western North Atlantic Ocean. *Marine Biology*, 54: 319-328.
- Okada, H. & Wells, P. 1997. Late Quaternary nannofossil indicators of climate change in two-deep sea cores associated with Leeuwin current off western Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131: 413-432.
- Paillard, D.; Labeyrie, L. & Yiou, P. 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos Trans. AGU*, 77: 379.
- Parente, A.; Cachão, M.; Baumann, K.H.; Abreu, L. & Ferreira, J. 2004. Morphometry of *Coccolithus pelagicus* s.l. (Coccolithophore, Haptophyta) from offshore Portugal, during the last 200 kyr. *Micropaleontology*, 50: 107-120.
- Peterson, R.G. & Stramma, L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26: 1-73.
- Pillar, V.P. 1999. The bootstrapped ordination re-examined. *Journal of Vegetation Science*, 10: 895-902.
- Pillar, V.D. & Orlóci, L. 1996. On randomization testing in vegetation science: multifactor comparisons of relevé groups. *Journal of Vegetation Science*, 7: 585-592.
- Pivel, M.A.G. 2009. *Reconstrução da hidrografia superficial do Atlântico Sul ocidental desde o Último Máximo Glacial a partir do estudo de foraminíferos planctônicos*. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo – USP. Instituto Oceanográfico, São Paulo, SP, Brasil. 164 p.
- Pivel, M.A.G.; Toledo, F.A.L. & Costa, K.B. 2010. Foraminiferal record of changes in summer monsoon precipitation at the southeastern Brazilian continental margin since the last glacial maximum. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 13: 79-88.
- Prabhu, C.N. & Shankar, R. 2005. Paleoproductivity of the eastern Arabian Sea during the past 200 ka: A multi-proxy investigation. *Deep Sea Research II*: 52: 1994-2002.
- Press, F.; Siever, R.; Grotzinger, J. & Jordan, T.H. 2006. *Para entender a Terra*. 4ª ed., Bookman, Porto Alegre, 656 p.
- Quadros, J.P. 2007. *Nanofósseis calcários da margem continental nordeste do Brasil: uma contribuição à paleoceanografia do Atlântico Sul nos últimos 25.000 anos*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo – USP. Instituto Oceanográfico, São Paulo, SP, Brasil. 180 p.

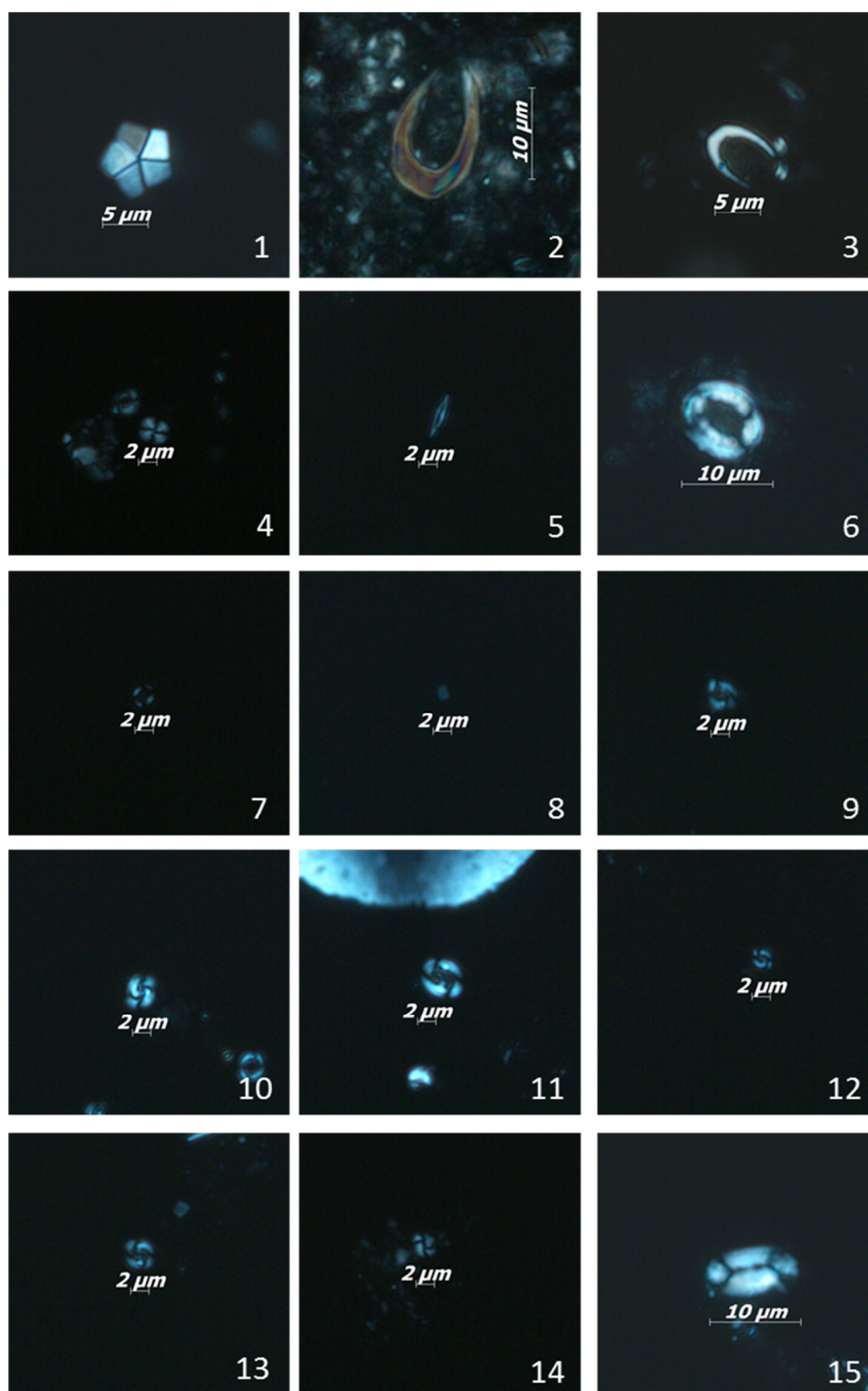
- Quinn, P.S.; Sáez, A.G.; Baumann, K.H.; Steel, B.A.; Sprengel, C. & Medlin, L.K. 2004. Coccolithophorid biodiversity: evidence from the cosmopolitan species *Calcidiscus leptoporus*. In: Thierstein, H.R. & Young, J.R. (eds). *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlin, p. 299-326.
- Quinn, P.; Thierstein, H.R.; Brand, L. & Winter, A. 2003. Experimental evidence for the species character of *Calcidiscus leptoporus* morphotypes. *Journal of Paleontology*, 77(5): 825-830.
- Rahmstorf, S. 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419: 207-214.
- Ravelo, A.C. & Hillaire-Marcel, C. 2007. The use of oxygen and carbon isotopes of foraminifera in paleoceanography. In: Hillaire-Marcel, C. & De Vernal, A. (eds). *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*. Elsevier, Amsterdam, p. 735-764.
- Renaud, S. & Klass, C. 2001. Seasonal variations in the morphology of the coccolithophore *Calcidiscus leptoporus* off Bermuda (N. Atlantic). *Journal of Plankton Research*, 23: 779-795.
- Renaud, S.; Ziveri, P. & Broerse, A.T.C. 2002. Geographical and seasonal differences in morphology and dynamics of the coccolithophore *Calcidiscus leptoporus*. *Marine Micropaleontology*, 46: 363-385.
- Rio, D. 1982. The fossil distribution of coccolithophore genus *Gephyrocapsa* Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems. In: Prell, W.L.; Gardner, J.V.; et al. (eds). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v.68. Printing Office, Washington, p. 325-343.
- Rodrigues, R.R.; Rothstein, L.M. & Wimbush, M. 2007. Seasonal variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: a numerical study. *Journal of Physical Oceanography*, 37: 16-30.
- Rogalla, U. & Andruleit, H. 2005. Precessional forcing of coccolithophore assemblages in the northern Arabian Sea: Implications for monsoonal dynamics during the last 200,000 years. *Marine Geology*, 217: 31-48.
- Rost, B. & Riebesell, U. 2004. Coccolithophore calcification and the biological pump: response to environmental changes. In: Thierstein, H.R. & Young, J.R. (eds). *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlin, p. 99-125.

- Rostek, F.; Bard, E.; Beaufort, L.; Sonzogni, C. & Ganssen, G. 1997. Sea surface temperature and productivity records for the past 240 kyr in the Arabian Sea. *Deep Sea Research II*, 44: 1461-1480.
- Roth, P.H. 1994. Distribution of coccoliths in oceanic sediments. *In*: Winter, A. & Siesser, W.G. (eds). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 199-218.
- Schiebel, R.; Alexandra Zeltner, A.; Treppke, U.F.; Waniek, J.J.; Bollmann, J.; Rixen, T. & Hemleben, C. 2004. Distribution of diatoms, coccolithophores and planktic foraminifers along a trophic gradient during SW monsoon in the Arabian Sea. *Marine Micropaleontology*, 51: 345– 371.
- Siesser, W.G. & Winter, A. 1994. Composition and morphology of coccolithophores skeletons. *In*: Winter, A. & Siesser, W.G. (eds). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 51-62.
- Silveira, I.C.A.; Schmidt, A.C.K.; Campos, E.J.D.; Godoi, S.S. & Ikeda, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48: 171-183.
- Steinmetz, J.C. 1994. Sedimentation of coccolithophores. *In*: Winter, A. & Siesser, W.G. (eds). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 179-197.
- Stoll, H.M. & Ziveri, P. 2004. Coccolithophorid-based geochemical paleoproxies. *In*: Thierstein, H.R. & Young, J.R. (eds). *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlin, p. 529-562.
- Stuiver, M. & Reimer, P.J. 1993. Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35(1): 215-230.
- Takahashi, K. & Okada, H. 2000. The paleoceanography for the last 30,000 anos years in the southeastern Indian Ocean by means of calcareous nannofossils. *Marine micropaleontology*, 40: 83-103.
- Takahashi, K. & Okada, H. 2001. Paleoceanography for the last 195,000 years in the Solomon Sea (ODP Site 1109) by means of calcareous nannofossils. *Marine Micropaleontology*, 42: 45-59.
- Thierstein, H. R.; Geitzenauer, K.; Molino, B.; Shackleton, N. J. 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels; validation by oxygen isotopes. *Geology*, 5: 400-404.

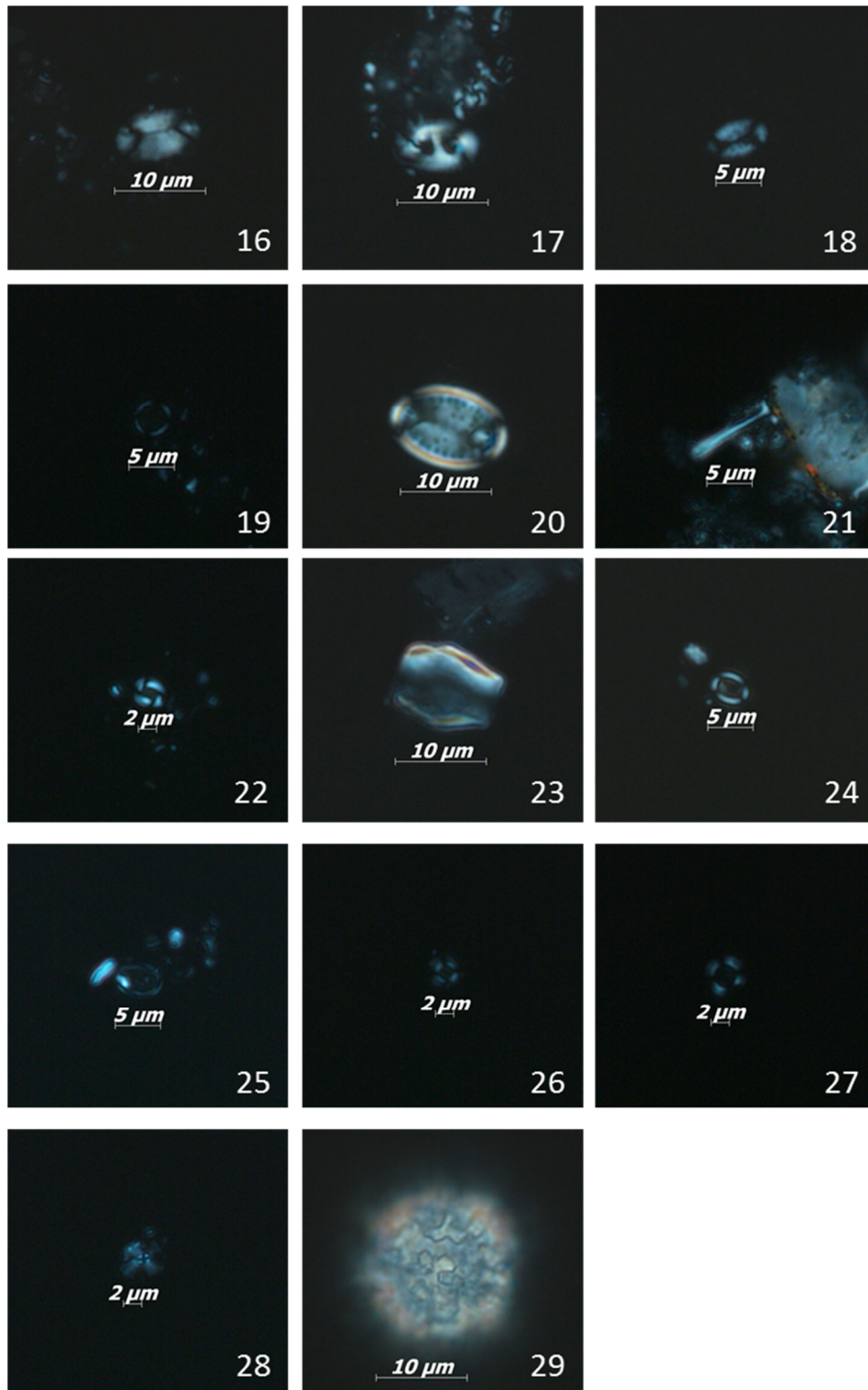
- Tokutake, L. R. 2005. *Bioestratigrafia de nanofósseis calcários e estratigrafia isotópica (C e O) do talude médio, Quaternário, porção Norte da Bacia de Campos*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS, Brasil. 96 p.
- Tolderlund, D.S. & Bé, A.W.H. 1971. Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic. *Micropaleontology*, 17(3): 297-329.
- 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. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS, Brasil. 245 p.
- 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 ky in the Southwestern Atlantic: A paleoproductivity signature? *Marine Micropaleontology*, 64: 67-79.
- Toledo, F.A.L.; Costa, K.B. & Pivel, M.A.G. 2007b. Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. *Global and Planetary Change*, 57: 383–395.
- Toledo, F.A.L.; Costa, K.B.; Pível, 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: 169-178.
- Trend-Staid, M. & Prell, W.L. 2002. Sea surface temperature at the Last Glacial Maximum: A reconstruction using the modern analog technique. *Paleoceanography*, 17: 17-35.
- Tyrrel, T. & Merico, A. 2004. *Emiliana huxleyi*: bloom observations and the conditions that induce them. In: Thierstein, H.R. & Young, J.R. (eds). *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlim, p. 75-97.
- Viana, A.R.; Faugeres, J.C.; Kowsmann, R.O.; Lima, J.A.M.; Caddah, L.F.G. & Rizzo, J.G. 1998. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, 115: 133-157.

- Wefer, G.; Berger, W.H.; Bijma, J. & Fischer, G. 1999. Clues to ocean history: a brief overview of proxies. *In: Fischer, G. & Wefer, G. (eds). Use of proxies in paleoceanography. Examples from the South Atlantic.* Springer, Berlin, p. 1-68.
- Weldeab, S.; Schneider, R.R. & Kölling, M. 2006. Deglacial sea surface temperature and salinity increase in the western tropical Atlantic in synchrony with high latitude climate instabilities. *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 699-706.
- Winter, A.; Jordan, R.W. & Roth, P.H. 1994. Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. *In: Winter, A. & Siesser, W.G. (eds). Coccolithophores.* Cambridge University Press, Cambridge, p. 161-177.
- Young, J.R. 1994. Functions of coccoliths. *In: Winter, A. & Siesser, W.G. (eds). Coccolithophores.* Cambridge University Press, Cambridge, p. 63-82.
- Young, J.R. & Ziveri, P. 2000. Calculation of coccolith volume and its use in calibration of carbonate flux estimates. *Deep-Sea Research II*, 47: 1679-1700.
- Ziveri, P.; Bernardi, B.; Baumann, K.H.; Stoll, H.M. & Mortyn, P.G. 2007. Sinking of coccolith carbonate and potential contribution to organic carbon ballasting in the deep ocean. *Deep-Sea Research II*, 54: 659–675.

11. ANEXOS



Estampa. Fotografias ao microscópio óptico (aumento: 1200×) dos principais táxons identificados no trabalho: 1) *Braarudosphaera bigelowii*; 2) *Ceratolithus cristatus*; 3) *Ceratolithus simplex*; 4) *Calcidiscus leptoporus* “small”; 5) *Calciosolenia murrayi*; 6) *Coccolithus pelagicus*; 7) *Emiliania huxleyi*; 8) *Florisphaera profunda*; 9) *Gephyrocapsa* “cold”; 10) *Gephyrocapsa* “equatorial”; 11) *Gephyrocapsa* “large”; 12) *Gephyrocapsa* “minute”; 13) *Gephyrocapsa* “oligotrophic”; 14) *Gephyrocapsa* “transitional”; 15) *Helicosphaera carteri*.



Estampa. Continuação: 16) *Helicosphaera hyalina*; 17) *H. inversa*; 18) *H. pavimento*; 19) *Neosphaera coccolithomorpha*; 20) *Pontosphaera* sp.; 21) *Rhabdosphaera claviger*; 22) *Reticulofenestra* sp.; 23) *Scyphosphaera apsteinii apsteinii*; 24) *Syracosphaera histrica*; 25) *Syracosphaera pulchra*; 26) *Umbilicosphaera sibogae foliosa*; 27) *Umbilicosphaera sibogae sibogae*; 28) *Umbellosphaera irregulares*; 29) *Thoracosphaera* sp.