6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1. *Lista das Espécies Observadas* (Taxonomia detalhada no capítulo 3)

**Braarudosphaera bigelowii*
**Calcidiscus leptoporus*
**Calciosolenia murrayi*
**Ceratolithus cristatus var. cristatus*
**Ceratolithus cristatus var. telesmus*
**Discosphaera tubifera*
**Emiliania huxleyi*
**Florisphaera profunda*
**Gephyrocapsa oceanica*
**Gephyrocapsa sp.*
**Helicosphaera carteri var. carteri*
**Helicosphaera carteri var. hyalina*
**Helicosphaera carteri var. wallichii*
**Pontosphaera discopora*
**Pontosphaera multipora*
**Reticulofenestra sp.*
**Rhabdosphaera clavigera var. clavigera*
**Rhabdosphaera clavigera var. stylifera*
**Scyphosphaera recta*
**Scyphosphaera recurvata*
**Syracosphaera pulchra*
**Syracosphaera histrica*
**Umbellospahera tenuis*
**Umbellospahera irregularis*
**Umbilicosphaera sibogae*

**Thoracosphaera sp.*
*Espículas de ascídia

Para fins de análise quantitativa, quando se refere à espécie *Gephyrocapsa oceanica*, esta corresponde, na verdade, à *G. oceanica* + gephyrocapsas grandes (diâmetro > 5µm). Também foram utilizados os gêneros *Gephyrocapsas sp.* (gephyrocapsas pequenas, diâmetro < 5µm), *Helicosphaera sp., Pontosphaera sp., Syracosphaera sp., Umbellosphaera sp., Reticulofenestra sp., Scyphosphaera sp.* e *Thoracosphaera sp.*.

6.2. *Cronologia e Preservação*

Inicialmente é preciso destacar que existe uma diferença de resolução estratigráfica entre os testemunhos KF-A e KF-B. O testemunho KF-A é mais detalhado, compreendendo 26,6 mil anos em 144cm de sedimento marinho,

enquanto no KF-B apenas 19cm compreendem 36,8 mil anos (Tabela 4 e figura 45, capítulo 5).

De acordo com Costa (2000), a taxa de sedimentação no KF-A durante o estágio isotópico marinho 2 (último período glacial) foi em média 6,5cm/1000 anos tendo diminuído para 3cm/1000 anos nos últimos 5 mil anos (metade do estágio isotópico marinho 1). Considerando a taxa de sedimentação constante entre as duas datações de ^{14}C do KF-B, obteve-se uma taxa média inferior a 1cm/1000 anos.

Tanto no KF-A quanto no KF-B observaram-se tendências semelhantes na maior parte dos resultados obtidos, no entanto a comparação de eventos de curta duração foi dificultada devido à diferença de resolução entre eles. Estes eventos podem ser melhor visualizados no KF-A.

Os dados de isótopos estáveis de oxigênio ($\partial^{18}O$) de testas de foraminíferos planctônicos e bentônicos foram utilizados para a interpretação estratigráfica e definição dos estágios isotópicos marinhos como ilustrado na figura 49. O limite Pleistoceno/Holoceno, ou seja, o limite entre o estágio isotópico marinho 2 (EIM 2) e o EIM 1 foi marcado pela mudança na tendência das curvas em torno de 12 mil anos. No KF-B é possível verificar também o início do EIM 3.

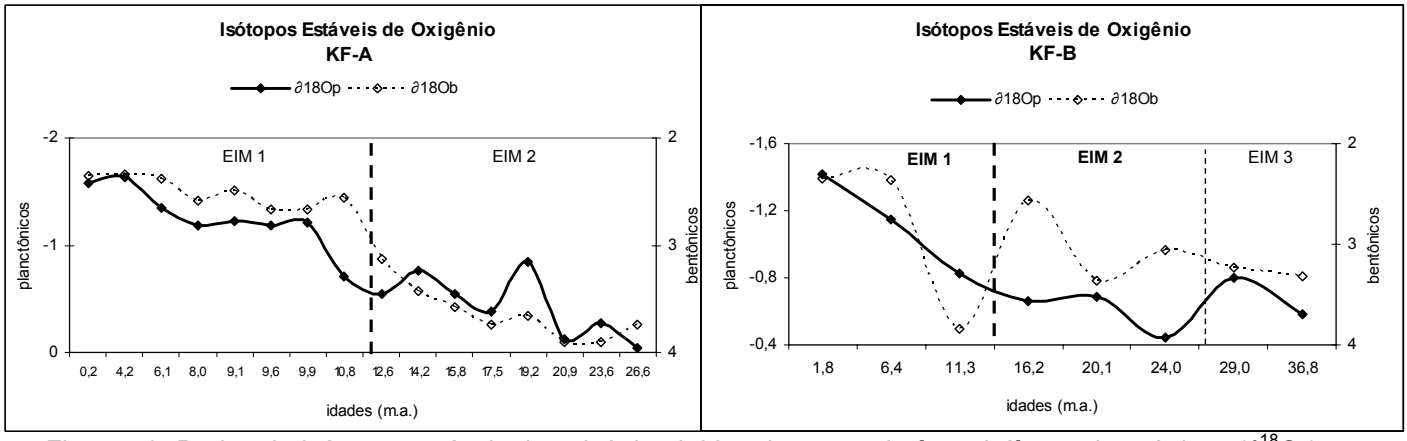

Figura 49: Dados de isótopos estáveis de oxigênio obtidos de testas de foraminíferos planctônicos ($\partial^{18}O_p$) e bentônicos ($\partial^{18}O_b$) para KF-A (esquerda) e KF-B (direita), destacando os estágios isotópicos marinhos (EIM).

O fracionamento isotópico de oxigênio ocorre devido à variação de períodos glaciais e interglaciais. Nos estágios glaciais, o aumento do acúmulo de gelo retém o isótopo mais leve (^{16}O), tornando a água do mar enriquecida no isótopo mais

pesado (^{18}O) (Bradley, 1999). Assim, os organismos que precipitam suas carapaças em equilíbrio com a água do mar, registram essa diferença isotópica (maiores valores observados na figura 49).

Por outro lado, durante a transição de estágios glaciais para estágios interglaciais, o aquecimento global é responsável pelo restabelecimento do ^{16}O para o oceano. Desta forma, a diferença isotópica da água do mar diminui e, consequentemente, nas testas de foraminíferos como pode ser verificado na figura 49 (menores valores no EIM 1).

Preservação das amostras

Os nanofósseis calcários não apresentaram feições de dissolução ao M.O. e a aplicação do índice de dissolução de cocolitos (IDC) para as amostras dos dois testemunhos confirmou esta observação: o índice nunca foi inferior a 0,9 (Tabela 5).

Além dos altos valores do IDC, que indicam boas condições de preservação, a presença de espécies de arquitetura delicada como *Umbellosphaera sp.* e *D. tubifera*, bem como espículas de ascídias indica que a dissolução da calcita não foi significante ao longo dos testemunhos.

Tabela 5: Índice de dissolução de cocolitos (IDC) ao longo dos testemunhos KF-A e KF-B (amostras e idades).

KF-A			KF-B		
amostra	idade	IDC	amostra	idade	IDC
0cm	0,2 m.a.	0,99	1cm	1,8 m.a.	0,99
12cm	4,2 m.a.	0,96	3,5cm	6,4 m.a.	0,99
24cm	6,1m.a.	0,96	6cm	11,3 m.a.	0,98
36cm	8,0 m.a.	0,96	8,5cm	16,2 m.a.	0,97
43cm	9,1m.a.	0,97	10,5cm	20,1m.a.	0,99
46cm	9,6 m.a.	0,99	12,5cm	24,0 m.a.	0,99
48cm	9,9 m.a.	0,93	15cm	29,0 m.a.	0,98
54cm	10,8 m.a.	0,98	19cm	36,8 m.a.	0,96
65cm	12,6 m.a.	0,96			
76cm	14,2 m.a.	0,86			
87cm	15,8 m.a.	0,92			
98cm	17,5 m.a.	0,93			
110cm	19,2 m.a.	0,89			
121cm	20,9 m.a.	0,98			
132cm	23,6 m.a.	0,98			
144cm	26,6 m.a.	0,92			

m.a. – mil anos A.P.

6.3. *Análise Quantitativa de Nanofósseis Calcários*

Durante a etapa de contagem de nanofósseis calcários foram quantificados mais de 25.000 cocolitos dentre as 24 amostras de sedimento marinho estudadas, sendo cerca de 16.000 no KF-A e 9.000 no KF-B.

Estratégias de Contagem

Os resultados apresentados por ambas as estratégias de contagem aplicadas neste estudo, contagem por espécimes e contagem por campos visuais, foram bons e similares. Os dados referentes ao número absoluto e abundância relativa dos nanofósseis calcários do KF-A e KF-B, obtidos a partir das duas estratégias, podem ser verificados, respectivamente, nos anexos 1 e 2.

É possível ter uma idéia da abundância aproximada do total de cocolitos, ao longo do tempo, verificando as figuras 50 e 51. Estas figuras exibem, de acordo com a contagem por espécimes, respectivamente, a média de cocolitos observados por campo visual (c.v.) e o número total de campos visuais contados por amostras. As duas curvas representadas atuam como espelho. Quanto maior a abundância de nanofósseis calcários, menos campos visuais são contados. Obviamente, quando a abundância diminui, mais campos visuais são necessários para concluir a contagem.

Ainda observando as figuras 50 e 51, é compreensível a importância de se efetuar a contagem de *F. profunda* em separado, uma vez que o seu registro altera consideravelmente a tendência da curva de cocolitos por c.v.. Este fato já havia sido observado por Okada (1992) em amostras de outros ambientes tropicais, onde esta espécie é muito abundante.

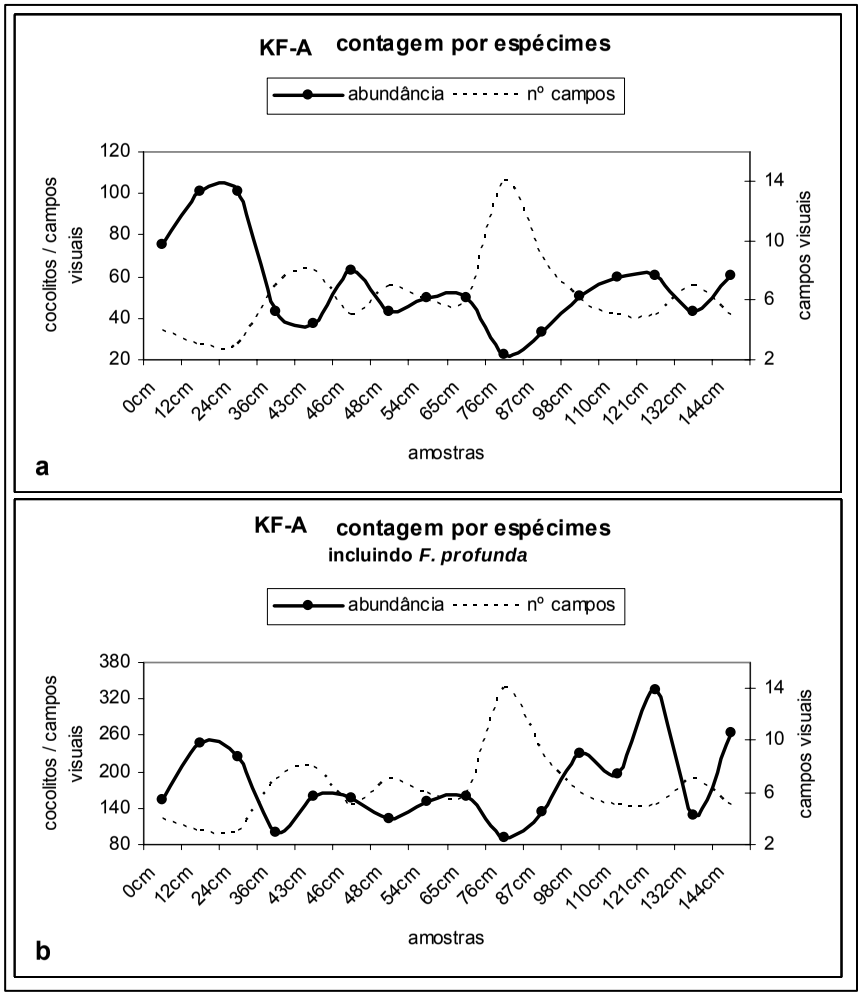

Figura 50: Relação entre abundância aproximada e número de campos visuais ao M.O. no KF-A através da contagem por espécimes. (a) sem *F. profunda* e (b) incluindo *F. profunda*.

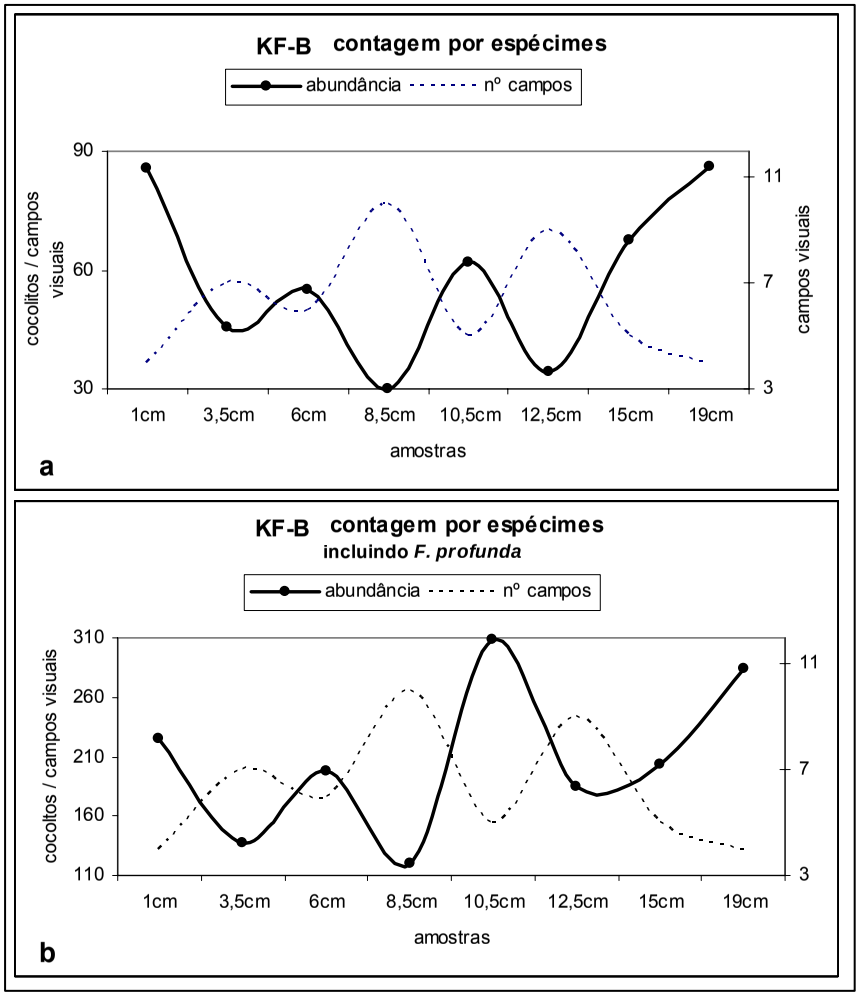

Figura 51: Relação entre abundância aproximada e número de campos visuais ao M.O. no KF-B através da contagem por espécimes. (a) sem *F. profunda* e (b) com *F. profunda*.

A abundância aproximada da contagem por espécimes (incluindo *F. profunda*) e da contagem por c.v. apresentaram curvas concordantes (52a, b), com correlação acima de 0,9 nos dois testemunhos (Figura 52c, d). Esta similaridade também foi reproduzida na abundância relativa específica de nanofósseis calcários.

Dada à semelhança encontrada entre as estratégias avaliadas, este estudo sugere a contagem de nanofósseis calcários por espécimes, em pesquisas paleoceanográficas. Esta estratégia se mostrou eficiente exibindo resultados acurados e exigindo menos tempo de laboratório para sua execução.

A contagem de 300 espécimes apresenta 95% de confiabilidade na detecção de grupos com abundância relativa inferior a 1% no total da associação nanofossilífera. Além disso, é uma atividade disciplinar valiosa por exigir a identificação de todos os cocolitos encontrados (Bown & Young, 1998b).

Os resultados - derivados das análises quantitativas de nanofósseis calcários - apresentados, interpretados e discutidos neste estudo foram extensivamente obtidos dos dados composicionais pela contagem por espécimes.

Análise Composicional

Todas as espécies observadas neste estudo apresentaram oscilações em abundância, com freqüências distintas correlacionáveis entre os dois testemunhos. O comportamento das espécies foi bastante similar em ambos os testemunhos, embora maiores oscilações em abundância tenham sido observadas no KF-A. No KF-B a freqüência das oscilações foi menor, muito provavelmente pela menor resolução deste testemunho e por estar localizado em uma região, climaticamente, mais estável.

De acordo com os dados semi-quantitativos, que relacionam as espécies em termos de abundância média, foi possível distinguir as espécies dominantes e as espécies subordinadas que caracterizam as assembléias do KF-A e do KF-B (Tabela 6).

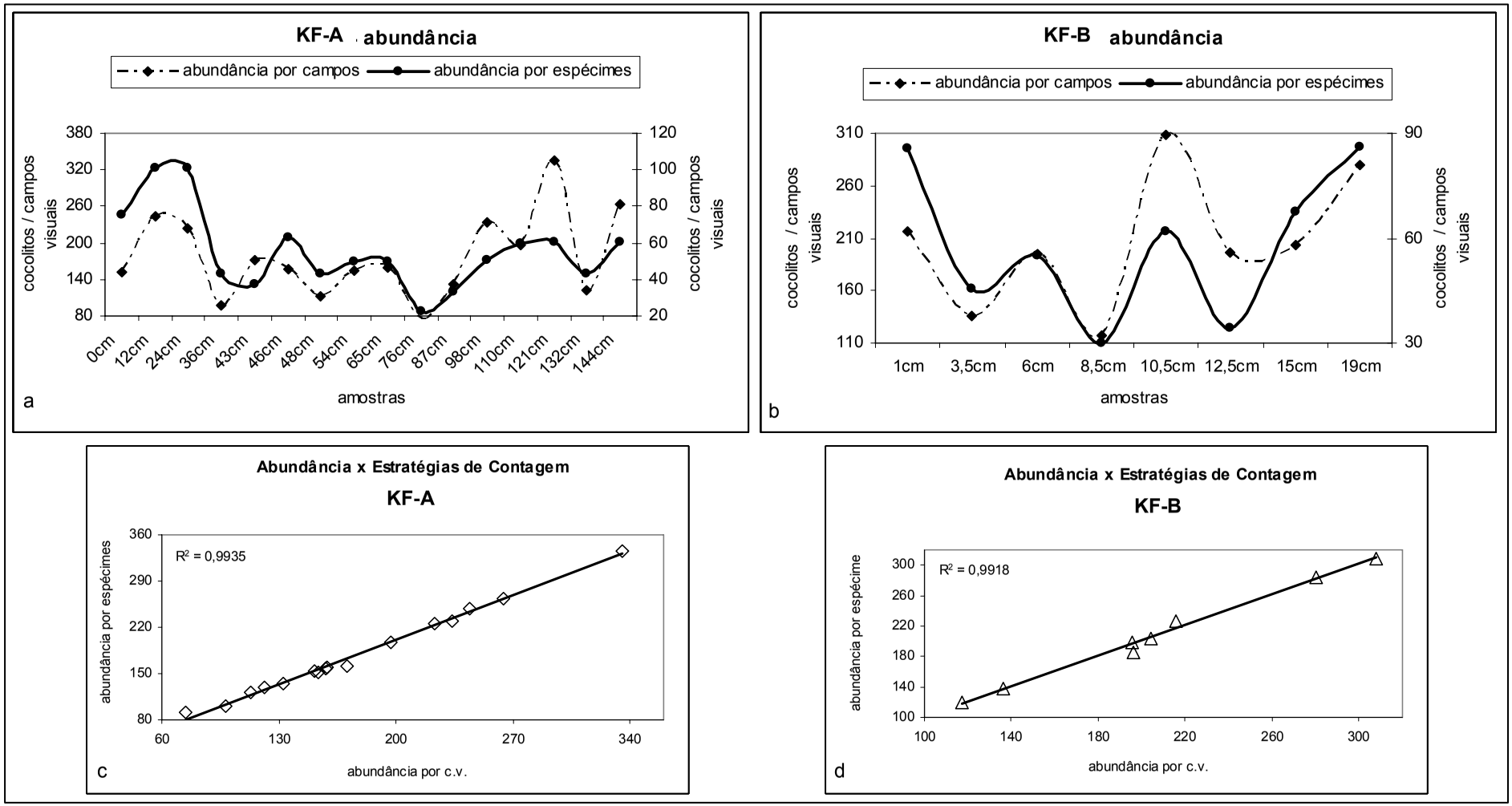

Figura 52: Comparação entre abundância aproximada da contagem por espécimes e da contagem por c.v. nos testemunhos KF-A (a) e KF-B (b), regressão linear entre as duas estratégias de contagem em ambos testemunhos (c, d).

Tabela 6: Caracterização das assembléias nanofossilíferas do KF-A e KF-B de acordo com a contagem semi-quantitativa (A – abundante (>20%), C – comum (2-20%), F – freqüente (c.1%), R – rara (<1%) (Bown & Young, 1998b)).

	KF-A	KF-B
F. profunda	**A**	**A**
G. oceanica	**A**	**C**
G. pequenas	**C**	**A**
E. huxleyi	**C**	**C**
Helicosphaera. Sp	**C**	**F**
C. leptoporus	**F**	**R**
C. murrayi	**C**	**C**
Pontosphaera Sp.	**F**	**R**
Rhabdosphaera Sp	**C**	**C**
Scyphosphaera Sp.	**R**	**R**
Syracosphaera Sp.	**C**	**C**
Umbellosphaera Sp.	**C**	**C**
Umbilicosphaera Sp.	**C**	**C**
Reticulofphaera Sp.	**F**	**R**
Ceratolithus Sp.	**R**	**R**
B. bigelowii	**R**	**R**
D.tubifera	**R**	**F**

As espécies dominantes e subordinadas em ambas as assembléias de nanofósseis calcários apresentaram abundâncias relativas variáveis: *F. profunda* (50-82%)*; G. oceanica* (17-53%)*; Gephyrocapsas pequenas* (9-33%); *E.huxleyi* (3-27%)*; Rhabdosphaera sp.* (5-24%)*; Umbilicosphaera sp.* (0,6-23%)*; Syracosphaera sp.* (3-16%)*; Umbellosphaera sp.* (0,3-11%) e *C. murrayi* (0,7-7%). Os táxons *Umbellosphaera sp.* e *C. murrayi* apresentam valores médios inferiores a 5% nos dois testemunhos, assim como todas as demais espécies contadas (Anexo 1 e 2).

Embora variações em abundância relativa das espécies tenham ocorrido, o predomínio inequívoco da espécie *F. profunda* foi evidente nos dois testemunhos. Esta espécie é característica de regiões oceânicas trópico-equatoriais e, desta forma, foi determinante na identificação da região de estudo como um ambiente de

águas quentes, baixa turbidez, intensa luminosidade e reduzida disponibilidade de nutrientes na superfície.

Estas condições caracterizam uma coluna d'água estratificada, que mantém a camada superficial separada da camada profunda por uma forte diferença de densidade determinada, principalmente, pela diferença de temperatura (termoclina). Na porção noroeste do Atlântico Sul, um ambiente tipicamente estratificado, a termoclina é profunda atingindo entre 150-200m de profundidade. A maior incidência solar aquece, eficientemente, a camada superficial tornando coincidentes os limites da zona fótica inferior e da termoclina (Colling, 2001).

A estratificação da coluna d'água e a conseqüente oligotrofia superficial são condições ideais para o desenvolvimento de *F. profunda*. Esta espécie de cocolitoforídeo vive, preferencialmente, em maiores profundidades dentro da zona fótica marinha (100-200m, zona fótica inferior) associada à luminosidade escassa, temperaturas mais baixas e com maior disponibilidade de nutrientes, devido à proximidade da nutriclina (Okada, 1992; Winter *et al.*, 1994; Young, 1994). Desta forma, sua variação percentual pode ser explicada em termos de variações na profundidade da nutriclina (e por aproximação, da termoclina), que no oceano Atlântico equatorial é uma função direta da intensidade dos ventos alísios (Molfino & McIntyre, 1990; Beaufort *et al.*, 1997).

Os dados da análise composicional das assembléias de nanofósseis calcários indicam que este ambiente oligotrófico, como conhecido hoje (capítulo 4, seção 4.4), não deve ter alterado suas principais características ao longo dos últimos 25.000 anos. Mesmo assim, o registro dos nanofósseis calcários permitiu inferir alguns eventos de instabilidade que puderam ser relacionados a variações paleoceanográficas na área de estudo.

As assembléias fósseis apresentaram comportamentos distintos entre os diferentes estágios isotópicos. Tanto as espécies dominantes como as subordinadas oscilaram em freqüência ao longo dos testemunhos, possibilitando delinear com maior confiabilidade as alterações ambientais. Essas variações da nanoflora calcária são respostas bióticas às mudanças experimentadas pelo ambiente (Matsuoka & Okada, 1989; Buccianti & Esposito, 2004).

A espécie *F. profunda* mostrou uma tendência de declínio entre o EIM 2 e o EIM 1 (Figura 53). No testemunho KF-A esta espécie apresentou dois picos que correspondem a aproximadamente 21 mil anos e 9 mil anos. Todavia, permaneceu em grande abundância desde 21 mil anos até 14 mil anos, quando apresentou uma queda significativa até 9,6 mil anos. Após o aumento da abundância em torno de 9 mil anos quando atingiu 76%, *F. profunda* apresentou os menores valores médios (54%) deste testemunho. No KF-B o maior destaque na abundância percentual de *F. profunda* encontra-se entre 24-20 mil anos, onde atingiu 80% do total da assembléia.

Os intervalos de menor abundância desta espécie, ressaltados principalmente no KF-A (entre 14,2 - 9,6 mil anos e a partir de 8 mil anos) devem estar relacionados à redução da profundidade da nutriclina por alguma instabilidade na coluna d'água, associada a ação dos alísios. De acordo com Molfino e McIntyre (1990), a redução da estabilidade vertical induz processos de mistura capazes de deslocar nutrientes para a superfície, aumentando a fertilidade das águas superficiais e assim, permitindo maior produtividade em superfície.

O aumento da abundância de espécies da nanoflora superficial (zona fótica superior), resultante da maior disponibilidade de nutrientes, deve diminuir a abundância relativa de *F. profunda*. A maior oscilação desta espécie no EIM 2, sugere maior variação da nutriclina e dos processos associados.

Durante o UMG (23-19 mil anos), no EIM 2, a ZCIT ocupava uma posição mais ao sul e há aproximadamente 12 mil anos sabe-se que a ZCIT estava mais ao norte (Martin *et al.*, 1997; Oliveira *et al.*, 1999; Peterson *et al.*, 2000; Toledo, 2000; Jennerjahn *et al.*, 2004; Toledo *et al.*, 2007). No UMG o gradiente de temperatura entre as regiões equatorial e polar era maior, o que conferia ventos ainda mais intensos.

A expansão da cobertura de gelo em ambos os hemisférios, associada a maior intensidade eólica, teria estreitado a zona tropical e elevado o gradiente termal leste-oeste no Atlântico tropical (intensificação da ressurgência africana e maior empilhamento das águas do lado sul americano) (Kim & Schneider, 2003). As temperaturas mais elevadas vinculadas a ZCIT e a maior evaporação

conferiam condições mais úmidas ao nordeste brasileiro (Hastenrath, 1990; Chang, 1998).

Há 12 mil anos os alísios de SE eram mais intensos e isto teria forçado o deslocamento da ZCIT para uma posição mais setentrional. Acompanhando a ZCIT as águas mais aquecidas do Atlântico tropical e a maior carga de umidade associada teriam conferido condições mais áridas à região Nordeste do Brasil (Chang, *op.cit.*; Kim & Schneider, *op.cit.*). Neste caso, esta condição permitiria o maior avanço das frentes frias e polares vindas do sul (Toledo, 2000).

Como a ZCIT está associada às maiores temperaturas superficiais (TSM) no oceano, o posicionamento meridional desta zona supõe um aquecimento desta porção do oceano, o que teria contribuído para a maior estratificação da coluna d'água (termoclina/nutriclina profunda). Os maiores valores de abundância relativa de *F. profunda* ao longo do EIM 2 está de acordo com estas condições (Figura 53).

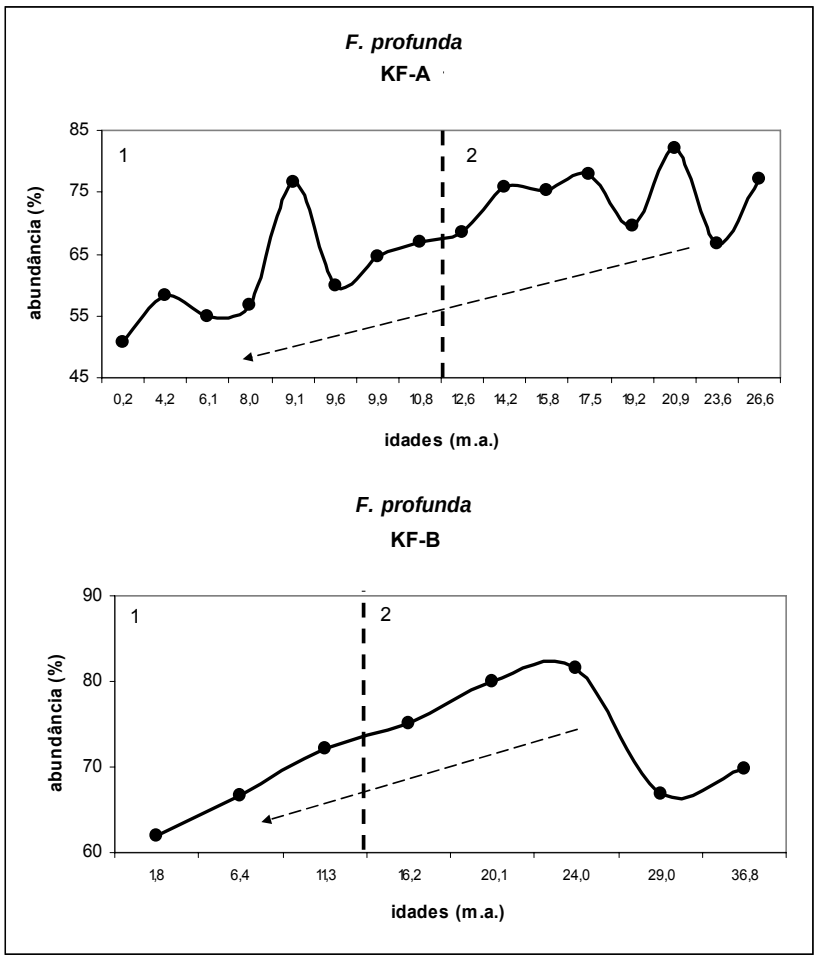

Figura 53: Curvas de abundância relativa da espécie *F. profunda* nos testemunhos KF-A e KF-B, indicando a tendência (seta tracejada) entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2) e o limite entre eles (linha vertical).

Da mesma forma, determindas espécies apresentaram um padrão de comportamento similar a *F. profunda*. Algumas exibiram a mesma tendência de declínio entre o EIM 2 e EIM 1, enquanto outras apenas acompanharam as oscilações da curva de *F. profunda*.

No caso de *Rhabdosphaera clavigera,* o declínio observado desde o último período glacial até o Holoceno, é bem marcado nos dois testemunhos (Figura 54). No KF-A, a maior abundância relativa desta espécie foi de 24% entre 21-19 mil anos, caindo para cerca de 6% em 10,8 mil anos, correspondendo ao período deglacial. O maior pico de *R. clavigera* no KF-B corresponde ao período glacial, entre 24-20 mil anos, com abundância em torno de 14%. Um primeiro declínio foi observado entre 20-16 mil anos e depois, a partir de 11,3 mil anos até 5% de abundância relativa no topo do testemunho.

A espécie *R. clavigera* é conhecida por preferir ambientes quentes (20°-30°C) e oligotróficos, apresentando relação inversa com nutrientes e direta com a temperatura e a salinidade (Brand, 1994; Hagino & Okada, 2004; Boeckel *et al.*, 2006). Este comportamento está de acordo com àquelas condições indicadas pela espécie *F. profunda*, justificando a similaridade observada entre estas espécies.

A figura 55 demonstra a variação de abundância relativa de *Syracosphaera sp.* versus *F. profunda*. O táxon *Syracosphaera sp.* está associado a ambientes estáveis, oligotróficos e com altas temperaturas (Hagino *et al.*, 2000; Triantaphyllou *et al.*, 2004; Boeckel *et al.*, *op.cit.*). Em ambos os testemunhos esta espécie evidenciou uma redução percentual desde o EIM 2 até as amostras mais recentes. Ao longo do EIM 2 a freqüência de *Syracosphaera sp.* apresentou maior oscilação.

Esta espécie foi mais abundante no KF-B do que no KF-A, o que também foi observado para *F. profunda*. De acordo com a localização geográfica, mais próxima ao equador, a região do KF-B tende a ser mais estável do que a região do KF-A.

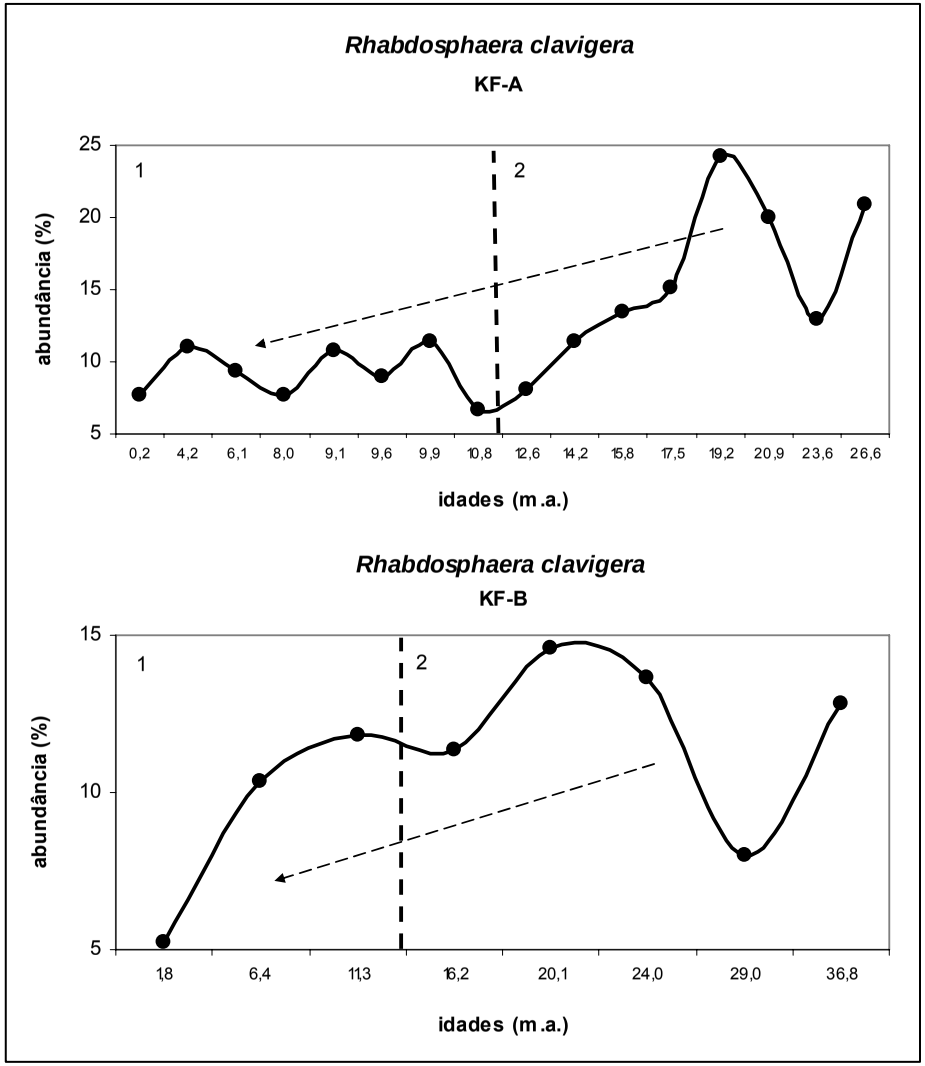

Figura 54: Curvas de abundância relativa da espécie *R. clavigera* nos testemunhos KF-A e KF-B, indicando a tendência geral (seta tracejada) entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2) e o limite entre eles.

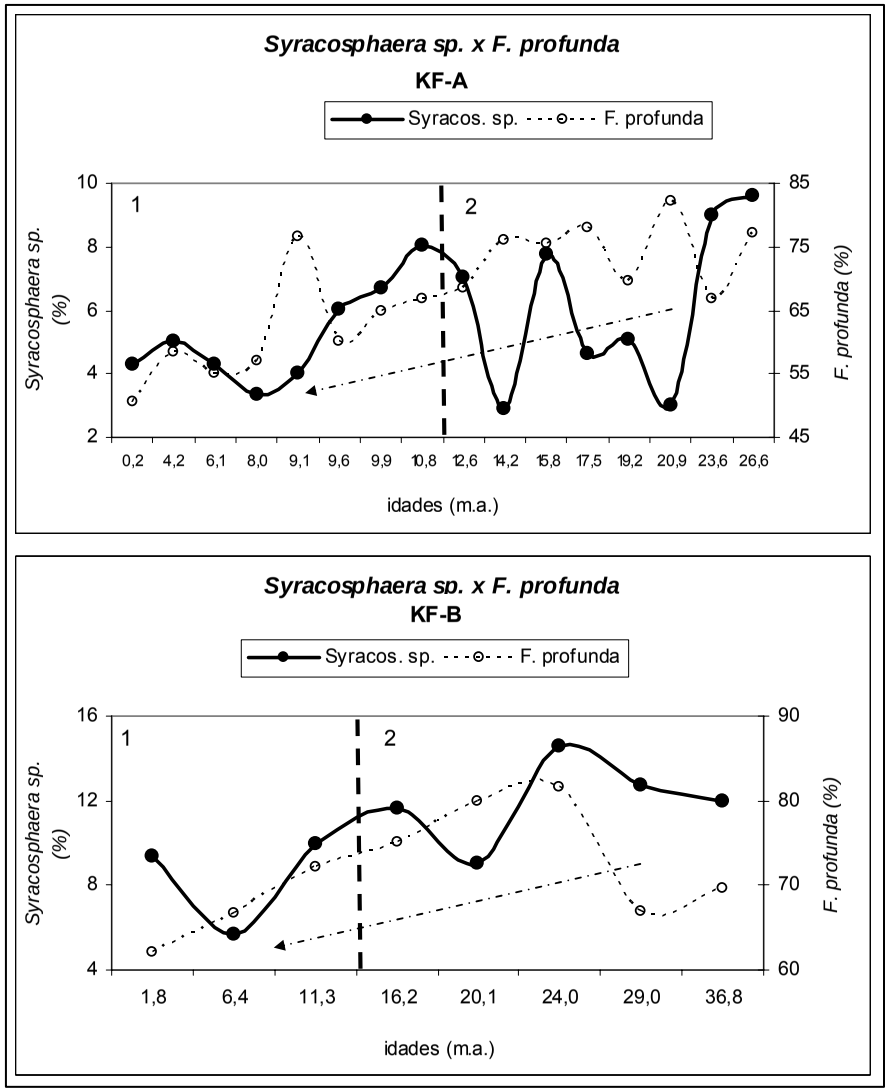

Figura 55: Curvas de abundância relativa da espécie *Syracosphaera sp.* versus *F. profunda* nos testemunhos KF-A e KF-B, indicando a tendência geral (seta tracejada) e a indicação do limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2).

Os intervalos de maior abundância de *Syracosphaera sp.* encontram-se em torno de 24 mil anos e 20-16 mil anos nos dois testemunhos analizados. No intervalo entre 12-9,6 mil anos, visível apenas no KF-A, *Syracosphaera sp.* também exibiu altos valores percentuais. Por outro lado, os menores valores percentuais foram registrados entre 21-20 mil anos e a partir de 8 mil anos nos dois testemunhos, além de uma queda significativa em 14,2 mil anos no KF-A.

Seguindo o mesmo padrão, a espécie *Reticulofenestra sp.,* que é igualmente adaptada a ambientes mais aquecidos (Hagino & Okada, 2004), mostrou tendência de declínio entre os EIM 2 e EIM 1 (Figura 56). A abundância desta espécie é baixa ao longo de todo o período estudado, no entanto, os maiores valores de abundância relativa (~3%) estão entre 26-17 mil anos no KF-A e cerca 1% entre 24-20 mil anos no KF-B. Durante o estágio 2 esta espécie apresenta boa relação com *F.profunda*, acompanhando seus picos e quedas. No estágio 1 o comportamento não se apresenta tão similar, embora a disposição geral se mantenha.

A espécie *Pontosphaera sp.* apresentou similaridade com o comportamento de *F. profunda* (Figura 57). Porém, exibiu abundância relativa muito baixa e sem oscilações marcantes entre os diferentes estágios isotópicos. Como *Pontosphaera sp.* também é relacionada a condições oligotróficas (Broerse *et al.*, 2000b), foi associada ao grupo de espécies coerentes com ambiente mais estratificado. Ainda assim, deve haver outro fator que explique suas alterações ao longo do tempo, porém poucas informações de caráter ecológico desta espécie estão disponíveis na literatura.

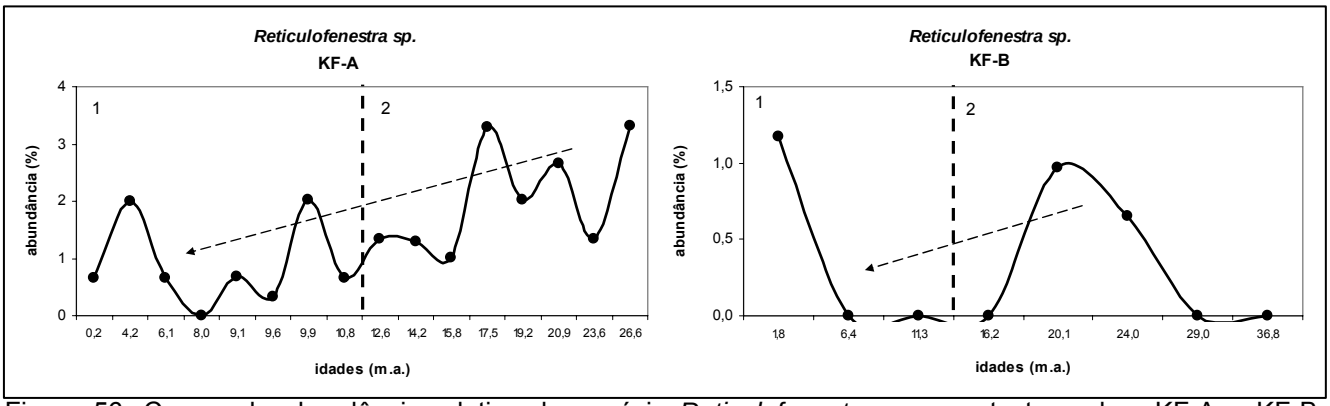

Figura 56: Curvas de abundância relativa da espécie *Reticulofenestra sp.* nos testemunhos KF-A e KF-B, indicando a tendência geral (seta tracejada) entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2) e o limite entre eles.

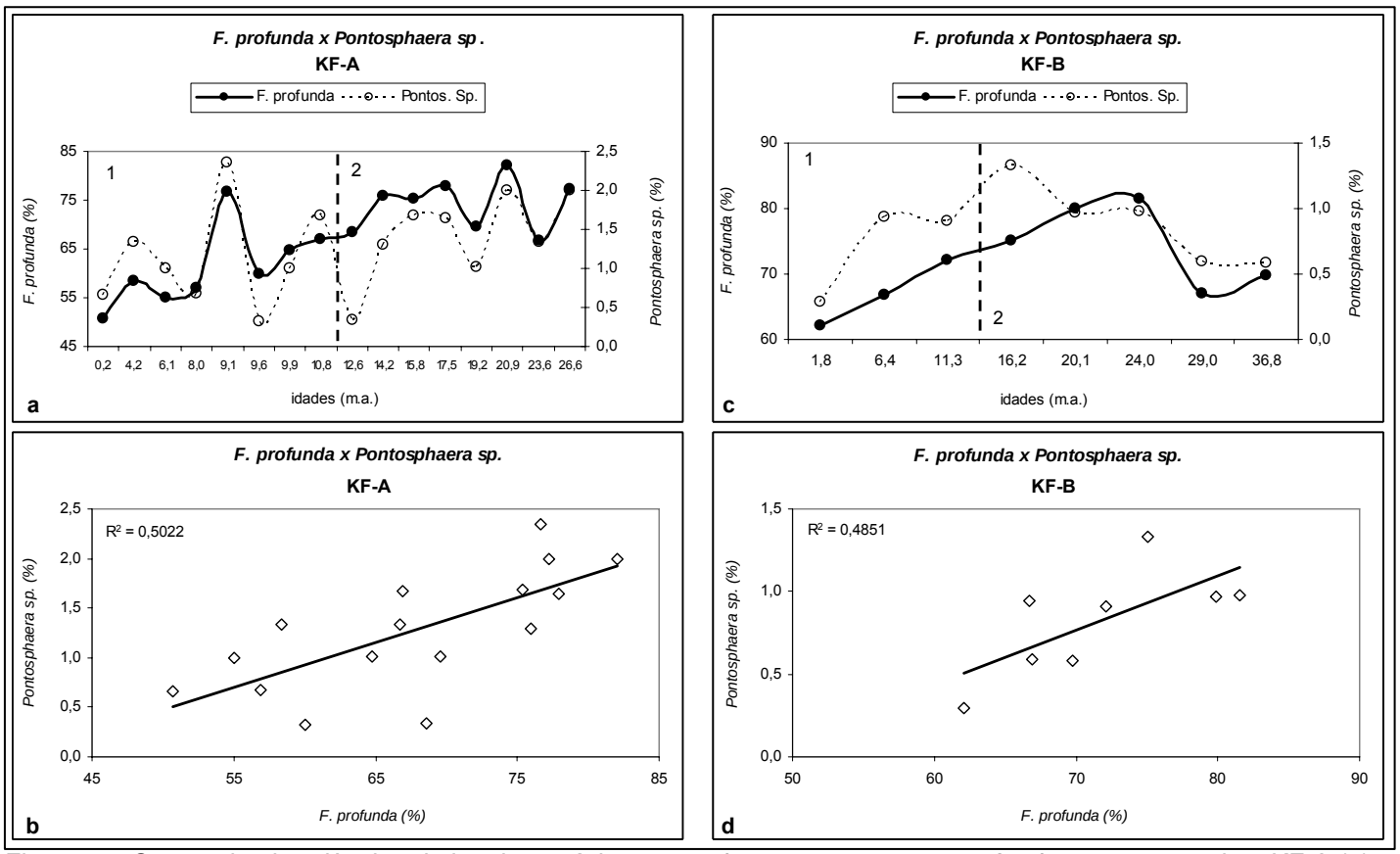

Figura 57: Curvas de abundância relativa da espécie *Pontosphaera sp.* versus *F. profunda* nos testemunhos KF-A (a) e KF-B (c) indicando o limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2) e a regressão linear entre as duas espécies (b,d).

Os resultados da análise quantitativa das espécies apresentadas denotam que durante o EIM 2 a região estudada foi mais estratificada que ao longo do Holoceno, sugerindo que a nutriclina encontrava-se em maiores profundidades. Esta hipótese também é suportada pelo posicionamento meridional da ZCIT no EIM 2, conforme já discutido. No entanto, este período apresentou-se mais instável que o Holoceno, devido as freqüentes oscilações observadas, que devem estar associadas a maior intensidade dos ventos no período glacial.

Por outro lado, se em torno de 12 mil anos a ZCIT estava deslocada para o norte, pressupõem-se que os ventos alísios de SE eram mais intensos permitindo o avanço de frentes frias. Estes dois fatores seriam capazes de desestabilizar a camada superficial, aumentando os processos de mistura e diminuindo a

profundidade da nutriclina. Além disso, com o aumento do nível do mar avançando sobre a plataforma continental, um novo ambiente estava sendo criado para o desenvolvimento de outras espécies.

De acordo com Molfino e McIntyre (1990), a menor profundidade da nutriclina pode favorecer o desenvolvimento de espécies de hábitos superficiais. Estas espécies dependem da disponibilidade de nutrientes que, na maior parte do tempo, é limitada pela barreira de densidade imposta pelas elevadas TSM das regiões tropicais. Desta forma, o deslocamento da ZCIT para norte, e com ela as elevadas TSM do Atlântico equatorial, teria permitido a redução da profundidade da termoclina e, consequentemente, da nutriclina.

Espécies como *G. oceanica*, *Gephyrocapsa sp.*, *E. huxleyi* e *Umbellosphaera sp.* apresentaram tendências em oposição ao comportamento de *F. profunda* em ambos os testemunhos. Estas espécies são conhecidas por habitar a zona fótica superior e serem adaptadas a condições ambientais eutróficas (Winter *et al.*, 1994; Young, 1994). Nas figuras 58 e 59 pode-se verificar a relação inversa destas espécies com *F. profunda* no KF-A e KF-B, respectivamente.

Com exceção de *Umbellosphaera sp.*, estas espécies são consideradas *r*-estrategistas (Young, *op.cit.*), ou seja, respondem rapidamente ao aumento da concentração de nutrientes, sendo bem sucedidas em ambientes instáveis (Nybakken, 1989). *E. huxleyi* foi a espécie que apresentou, em média, menor correlação com *F. profunda* para ambos os testemunhos: 0,46 no KF-A e 0,55 no KF-B (Figuras 58d e 59d). As demais espécies apresentaram alta correlação negativa com *F. profunda* ainda que, no KF-B, a relação com *Umbellosphaera sp.* tenha sido reduzida (0,43) (Figura 59b).

Este padrão de comportamento está em concordância com estudos ecológicos e de distribuição geográfica de cocolitoforídeos (Okada, 1992; Hagino & Okada, 2004; Aizawa *et al.*, 2004).

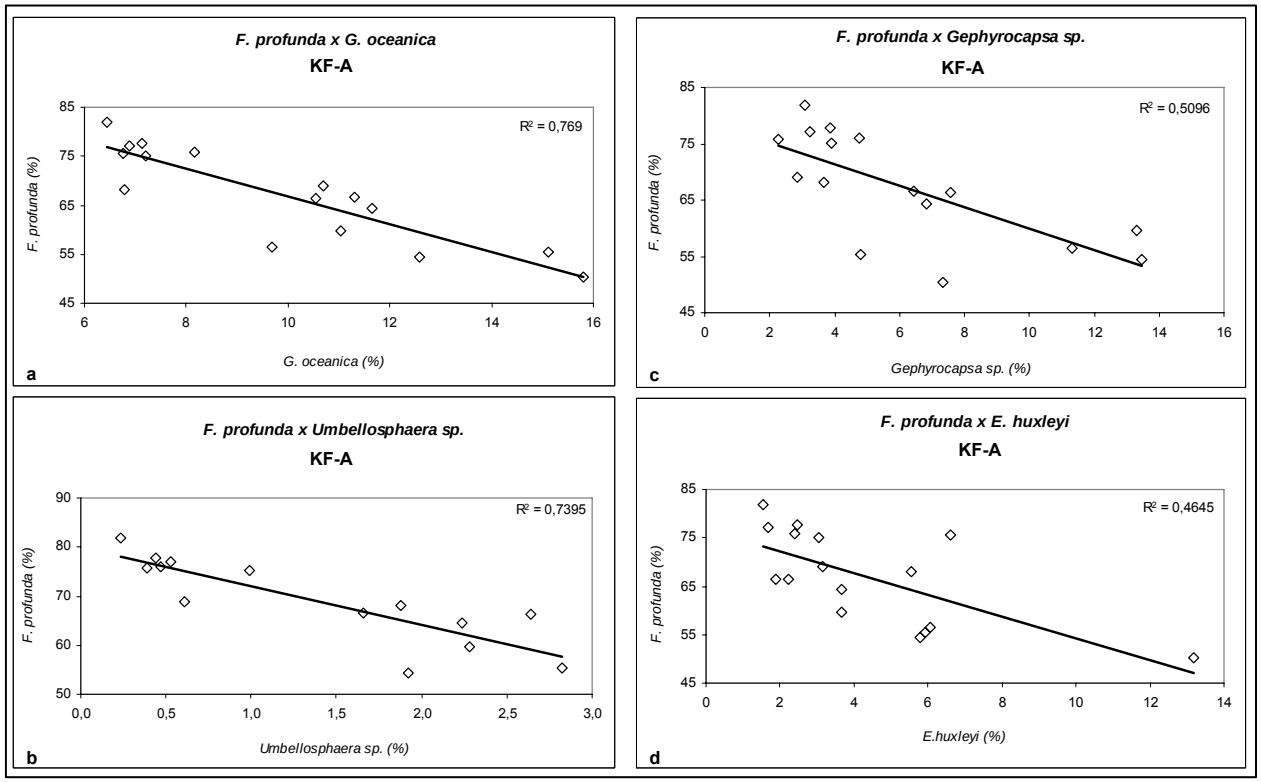

Figura 58: Relação entre *F. profunda* e *G. oceanica* (a), *Umbellosphaera sp.* (b), *Gephyrocapsa sp.* (c) e *E. huxleyi* (d) no testemunho KF-A.

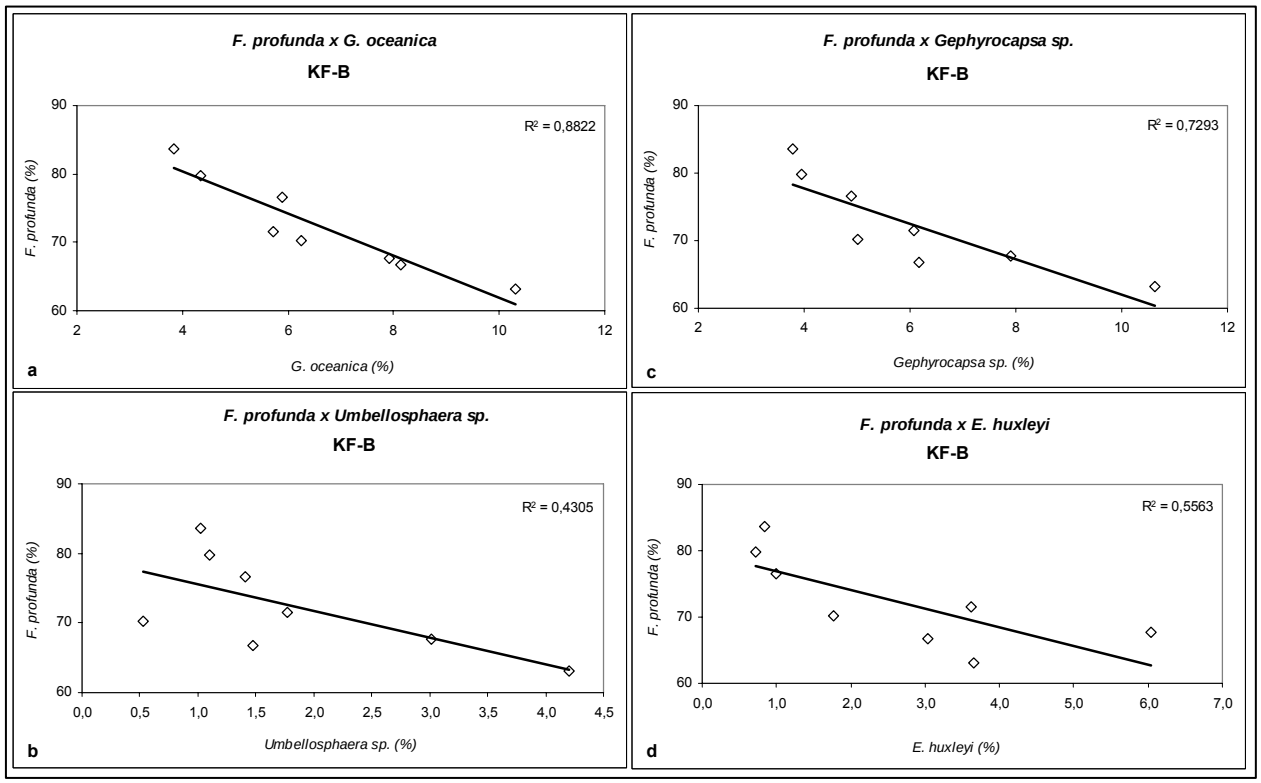

Figura 59: Relação entre *F. profunda* e *G. oceanica* (a), *Umbellosphaera sp.* (b), *Gephyrocapsa sp.* (c) e *E. huxleyi* (d) no testemunho KF-B.

A espécie *G. oceanica* teve abundância média em torno de 30% no KF-A e de 23% no KF-B. No KF-A a tendência no EIM 2, a partir de 21 mil anos, é de declínio, voltando a aumentar sua abundância relativa no EIM1 (Figura 60). *G. oceanica* apresentou três intervalos de queda percentual expressiva: 14,2-12,6 mil anos, 10-9,6 mil anos e 8-4,2 mil anos. Em 12,6 mil anos, no período de transição entre os estágios isotópicos, foram registrados os valores mais baixos de abundância relativa para esta espécie (~21%).

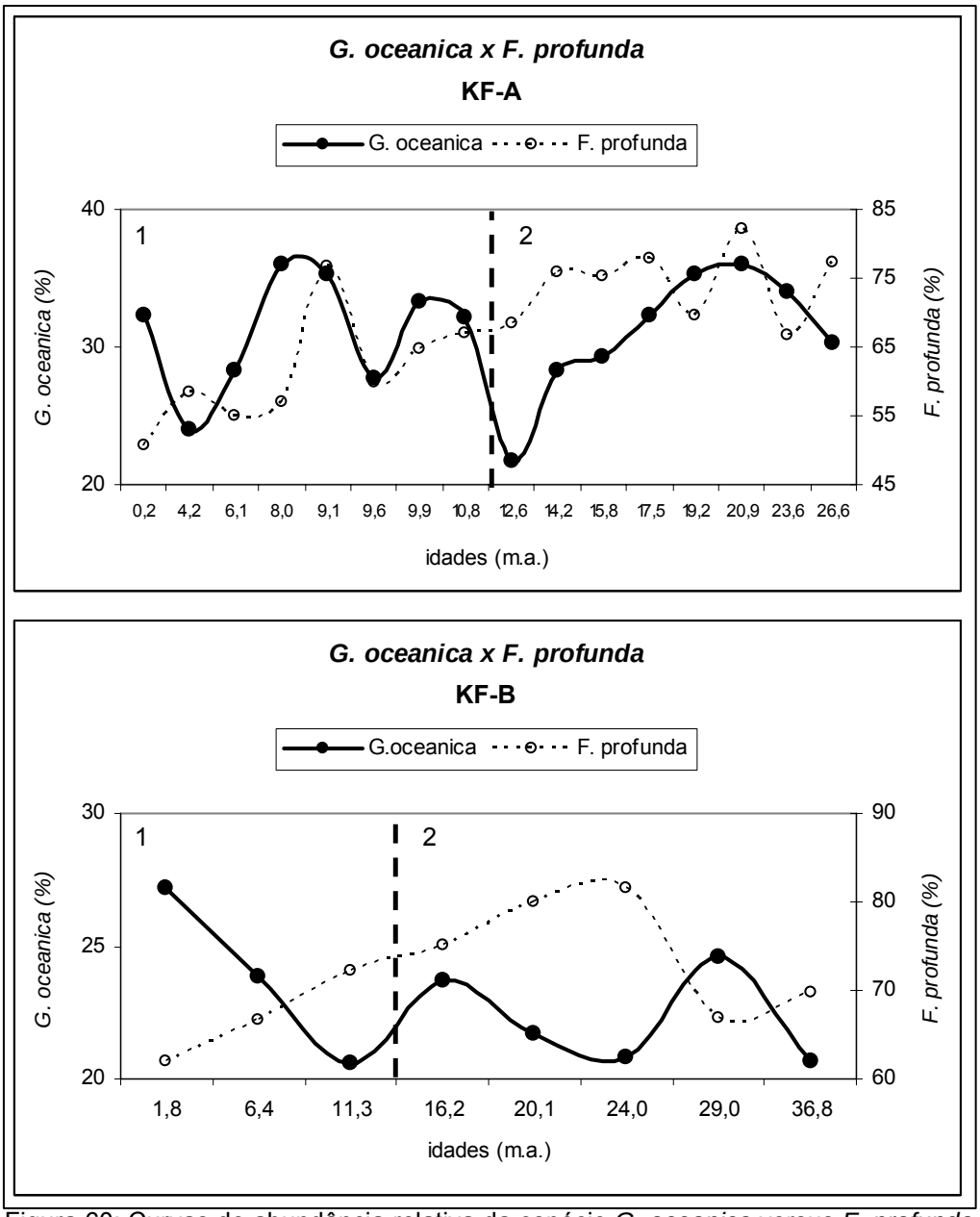

Figura 60: Curvas de abundância relativa da espécie *G. oceanica* versus *F. profunda* nos testemunhos KF-A e KF-B e a indicação do limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2).

No KF-B a abundância de *G. oceanica* permaneceu em torno de 22% durante o EIM 2 e, somente a partir de 11 mil anos, pôde-se notar um crescimento significativo de sua abundância relativa, atingindo cerca de 27% há 1.800 anos. Na figura 60 observa-se que os menores valores deste testemunho ocorreram em 24 mil anos e 11,3 mil anos. Os intervalos de redução de abundância relativa são coincidentes com a maior freqüência de *F. profunda*.

O EIM 1 do KF-A apresentou curvas de abundância relativa dessas duas espécies com sinuosidades similares. A tendência de *G. oceanica* foi de crescimento, enquanto *F. profunda* diminuiu sua abundância relativa com o decorrer do Holoceno. Isto deve estar relacionado à redução da profundidade da nutriclina.

De acordo com Brand (1994), *G. oceanica* é uma espécie abundante em águas quentes e ricas em nutrientes, podendo também crescer em baixas concentrações de nutrientes. Estas características explicariam a pequena variação desta espécie ao longo do período estudado. Bollmann (1997) e Boeckel *et al.* (2006) sugerem uma relação inversa entre esta espécie e a salinidade superficial, além da associação a ambientes turbulentos. A abundância significativa de *G. oceanica* no estágio 2 pode estar relacionada à maior intensidade dos ventos e circulação oceânica mais vigorosa.

As espécies *Gephyrocapsa sp.* e *E. huxleyi* apresentam preferências ecológicas bem parecidas e, por isso, são muitas vezes analisadas como um mesmo grupo. Neste estudo estas espécies foram estudadas separadamente, o que se mostrou favorável, uma vez que apresentaram um comportamento distinto. A porcentagem média de *Gephyrocapsa sp.* foi de 18% no KF-A e de 21% no KF-B, enquanto *E. huxleyi* teve representatividade média inferior: 13% no KF-A e apenas 8,5% no KF-B.

Aizawa *et al*. (2004) apontam *Gephyrocapsa sp.* como adaptada a águas quentes e altas concentrações de nutrientes, principalmente nitrato. Do mesmo modo, Boeckel *et al.* (*op.cit.*) sugerem relação direta com nutrientes e levemente inversa com temperatura e salinidade. Estes autores ainda consideram que este

grupo pode estar associado a ambientes turbulentos. *Gephyrocapsa sp.* são considerados bons indicadores das condições de nutrientes do passado.

E. huxleyi, por outro lado, não é um bom indicador de condições ambientais por ser uma espécie cosmopolita, capaz de tolerar enormes variações de temperatura e salinidade (Brand, 1994). Mesmo assim apresenta preferência por ambientes ricos em nutrientes e temperaturas mais frias, por isso sua abundância tende a diminuir na direção equatorial (Okada & Honjo, 1973; Aizawa *et al*., 2004). Isto explica os baixos valores encontrados por esta espécie na região de estudo.

Em ambos os testemunhos *E. huxleyi* manteve porcentagens baixas e pode-se destacar no KF-A um pico em 14,2 mil anos e outro apenas na amostra mais recente. No KF-B o único pico observado foi em torno de 6,4 mil anos (Figura 61). Ainda assim, pôde ser verificado o comportamento distinto entre *E. huxleyi* e *F. profunda*.

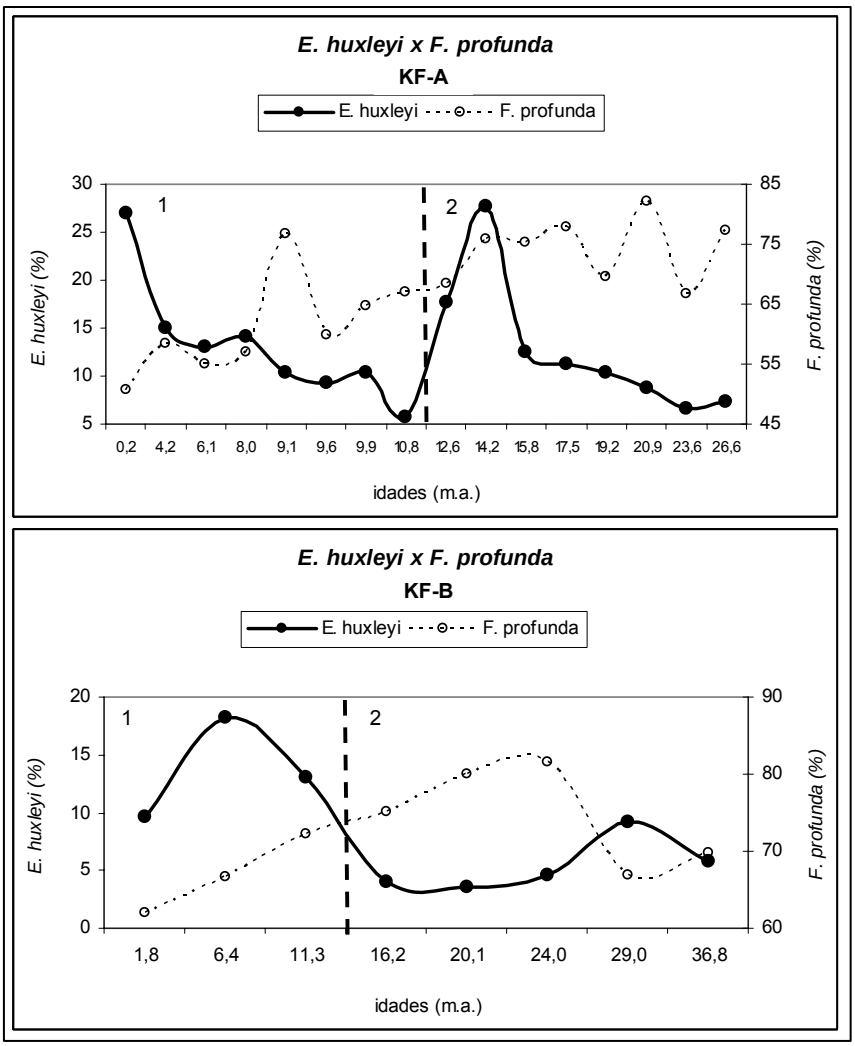

Figura 61: Curvas de abundância relativa da espécie *E. huxleyi* versus *F.profunda* nos testemunhos KF-A e KF-B e a indicação do limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2).

A *Gephyrocapsa sp.* apresentou uma tendência clara de aumento entre o EIM 2 e EIM 1, além do caráter espelhado com a variação de *F. profunda* (Figura 62). Neste caso, é possível observar que a mudança no padrão de abundância de ambas as espécies ocorre na transição entre os dois estágios isotópicos.

No KF-A os picos mais significativos de *Gephyrocapsa sp.* estão em 10-9,6 mil anos e 8-4,2 mil anos. As menores abundâncias são encontradas em 21-19,2 mil anos, 15,8-14,2 mil anos e 9,6-8 mil anos. No KF-B este grupo de nanofósseis apresenta maior abundância nas amostras de topo, porém são observados um aumento em 24 mil anos, seguido de uma suave queda entre 20-16 mil anos (Figura 62).

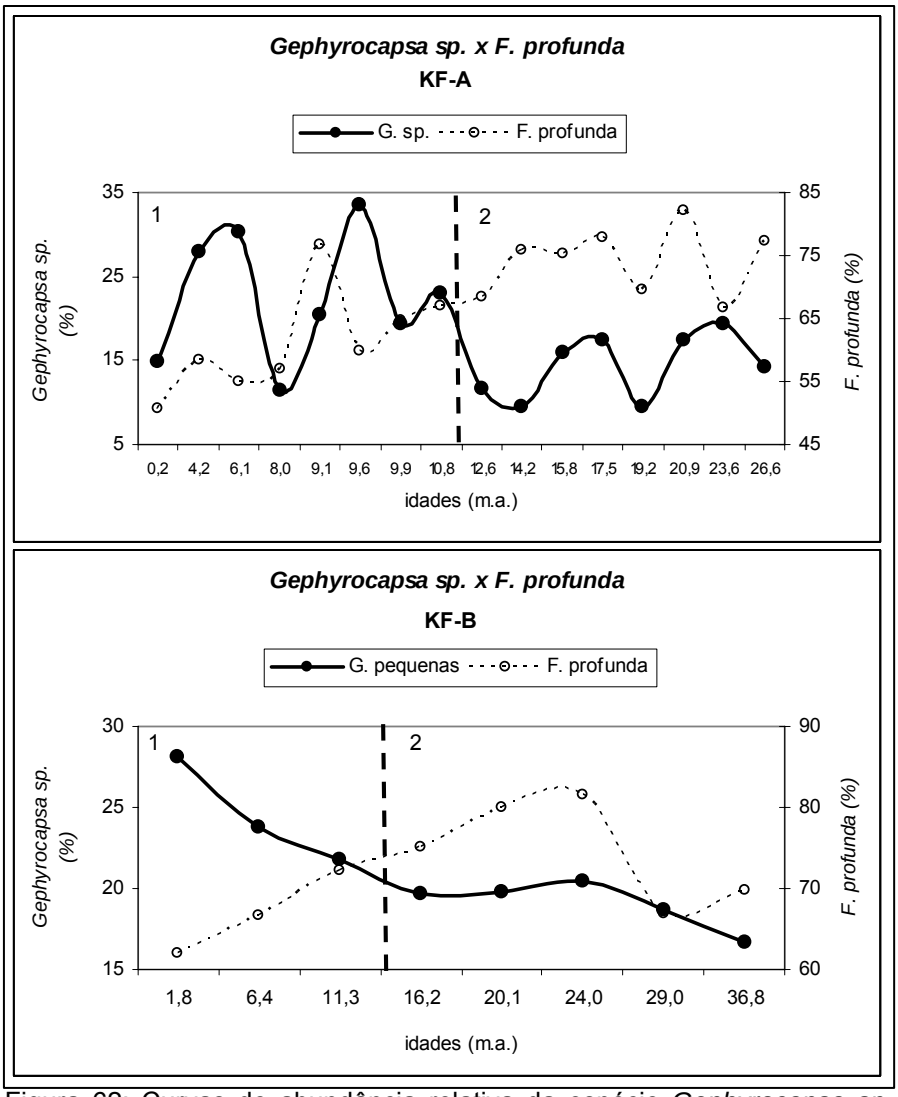

Figura 62: Curvas de abundância relativa da espécie *Gephyrocapsa sp.* versus *F. profunda* nos testemunhos KF-A e KF-B e a indicação do limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2).

O comportamento das espécies *G. oceanica*, *Gephyrocapsa sp.* e *E. huxleyi*, bem como suas oscilações ao longo do tempo, concordam com as condições relacionadas à dinâmica da nutriclina neste porção do oceano Atlântico, com base na variação percentual de *F. profunda*.

A outra espécie citada por apresentar o mesmo padrão de comportamento foi *Umbellosphaera sp.* que, como ressaltado previamente, é a única entre elas que não responde a elevação do nível de nutrientes e, por isso, é considerada uma espécie *K*-estrategista (Brand, 1994; Young, 1994; Broerse *et al.*, 2000). Apesar de esta espécie preferir ambientes quentes e oligotróficos (Brand, *op.cit.*; Andruleit *et al.*, 2004), o que a relacionaria com *F. profunda*, *Umbellosphaera sp.* demonstrou variação de abundância relativa espelhando a curva de *F. profunda* (Figura 63), tanto quanto ou mais do que *Gephyrocapsa sp.* (Figura 62).

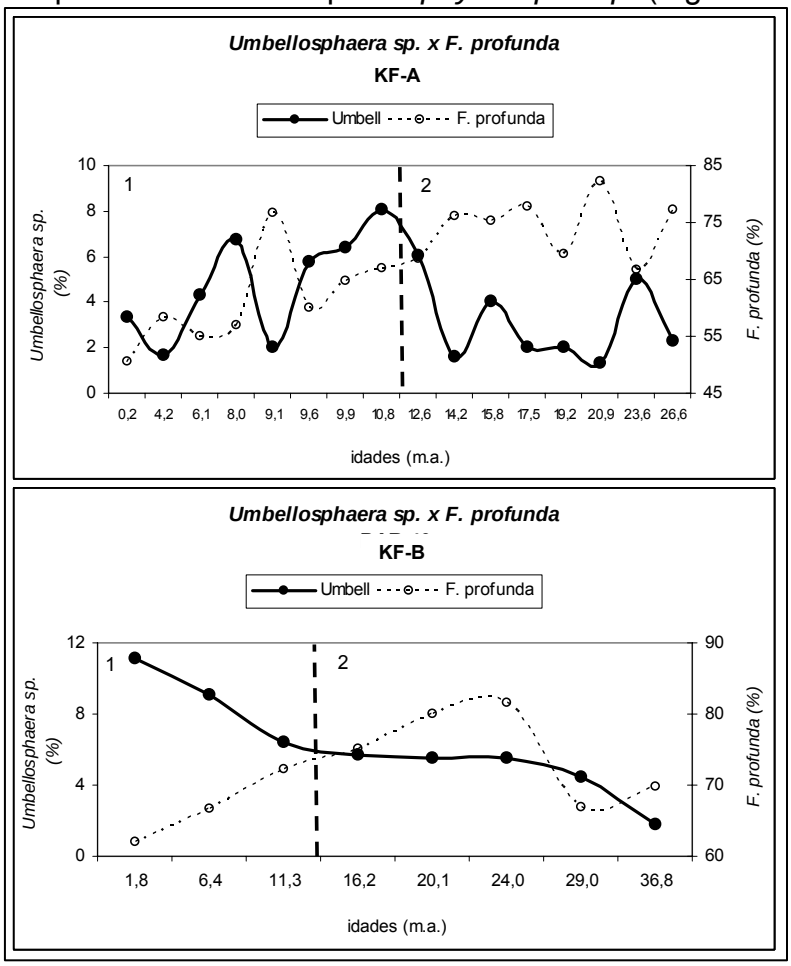

Figura 63: Curvas de abundância relativa da espécie *Umbellosphaera sp.* versus *F. profunda* nos testemunhos KF-A e KF-B e a indicação do limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2).

Este fato pode ser explicado de acordo com um abrangente estudo paleoceanográfico realizado por Kinkel *et al.* (2000) no oceano Atlântico. Estes autores relataram que *Umbellosphaera sp.* é muito abundante nos primeiros 50-100m de profundidade das massas d'água quentes e oligotróficas do Atlântico equatorial. Na Bacia do Brasil, este grupo é dominante e chega a compor mais de 85% da comunidade de cocolitoforídeos.

No entanto, Kinkel *et al.* (*op.cit.*) e, mais tarde, Baumann *et al.* (2005) verificaram que esta espécie 'umbeliforme' de estrutura calcária delicada, sofre com efeitos da dissolução ao longo da coluna d'água mais do que outras espécies. Reportaram que esse efeito altera o registro sedimentar da espécie, que pode decrescer de aproximadamente 70% na superfície do oceano para não mais do que 10% na superfície sedimentar. Nas amostras de sedimento superficial do estudo de Kinkel *et al.* (*op.cit.*), a abundância de *Umbellosphaera sp.* foi sempre inferior a 5%.

Com base nestas informações, pode-se conjecturar que os intervalos de maior abundância de *Umbellosphaera sp.,* no registro fóssil deste estudo (Figura 63), devem refletir uma ampla representatividade desta espécie na comunidade fitoplanctônica destes períodos, a saber: 12-9,6 mil anos e 8 mil anos no KF-A (~8%) e nas amostras mais recentes do KF-B, onde a abundância relativa desta espécie alcança 11%.

Os menores valores de abundância relativa podem ser registros de uma redução real do percentual desta espécie como, por exemplo, pode estar refletindo apenas o aumento na abundância de *F. profunda,* ou ainda, indicar um aumento na taxa de dissolução das massas d'água daquela região.

Embora as profundidades dos dois testemunhos estudados sejam inferiores à lisoclina moderna (~4.100m) e à lisoclina estimada para o UMG (~3.100m) no Atlântico Sul (Frenz & Henrich, 2007), é possível que os baixos valores de *Umbellosphaera sp.* durante o EIM 2 tenham sido causados pela maior dissolução de carbonato ao longo da coluna d'água nesse período, além da própria diluição em meio a enormes concentração de *F. profunda*.

Comparando as oscilações de *Umbellosphaera sp.* com a figura 64, que exibe a abundância aproximada por c.v. e a riqueza específica por amostra de ambos os testemunhos, pode-se verificar que, de maneira geral, os intervalos de incremento percentual desta espécie coincidem com o aumento da abundância total de nanofósseis calcários e também com o aumento da riqueza específica e vice-versa.

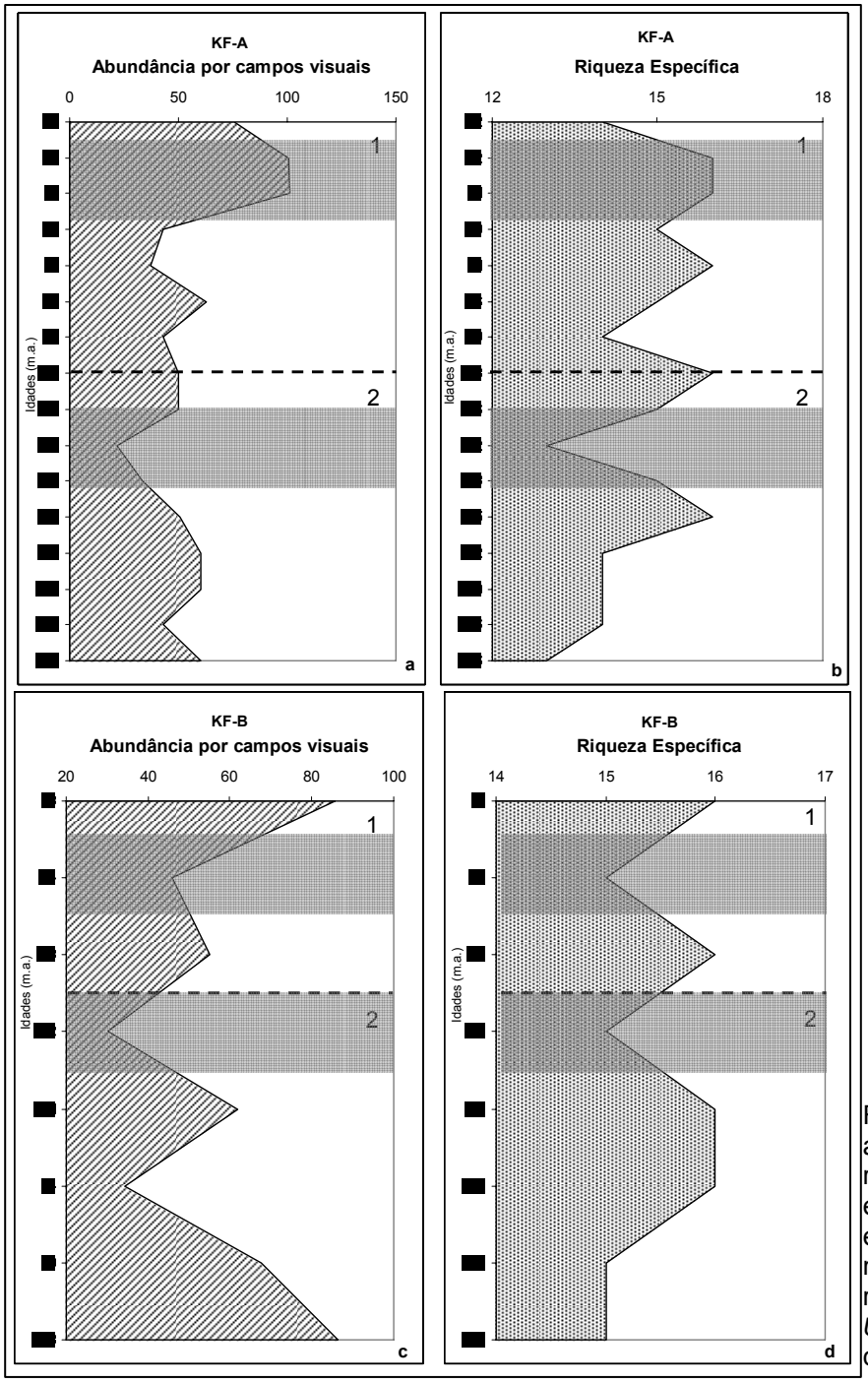

Figura 64: Abundância aproximada por campos visuais e riqueza específica do KF-A (a, b) e KF-B (c, d) destacando o limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2) e intervalos realcionados as oscilações de *Umbellosphaera sp.* (faixas cinza).

Esta constatação fica evidente no KF-A a partir de 9 mil anos e no KF-B a partir de 6 mil anos e na tendência de acréscimo desde a transição entre os EIM 2 e EIM 1. No KF-A entre 16-14 mil anos há uma queda expressiva de *Umbellosphaera sp.* acompanhada pela curva de abundância total e de riqueza específica, porém, entre 9,6-9 mil anos, o decréscimo só é observado na abundância nanofósseis total.

Os intervalos de menor abundância total são concordantes com os picos de *F. profunda*, o que pode ser mais um indicador da menor produtividade destes períodos e, por isso, o registro reduzido de *Umbellosphaera sp..* Também coincidentes em muitos pontos, as curvas de *Gephyrocapsa sp.* (Figura 62) e de abundância total indicam que o aumento da concentração de nanofósseis calcários ao longo dos testemunhos aponta para intervalos de maior produtividade superficial. Este fato é igualmente demonstrado pelo acréscimo de outras espécies *r*-estrategistas, já citadas, restritas a zona fótica superior.

De acordo com os resultados até então apresentados, há uma indicação de que durante o EIM 2, principalmente no UMG, houve um aprofundamento da nutriclina (e termoclina) que dificultou a transferência de nutrientes para zona fótica superior. A maior abundância de *F. profunda* e de espécies *K*-estrategistas de hábito superficial como *Rhabdophaera clavigera, Syracosphaera sp.* e *Pontosphaera sp*. associada à redução percentual de espécies *r*-estrategistas da zona fótica superior como *Gephyrocapsa sp., E. huxleyi* e *G. oceanica* corroboram este argumento.

Deste modo, a variação da abundância relativa da espécie *F. profunda* ao longo do tempo estudado norteou, eficientemente, o comportamento das assembléias nanofossilíferas, delineando condições oceanográficas interpretáveis em termos da estrutura vertical da coluna d'água. Outros estudos com nanofósseis calcários realizados no Atlântico Sul também apontam a relevância desta espécie em estudos paleoceanográficos (Molfino & McIntyre, 1990; Toledo, 2000; Henriksson, 2000; Kinkel *et al.*, 2000; Baumann *et al.*, 2005).

Desses, Kinkel *et al.* (2000) obtiveram dados próximo à área do presente estudo: o testemunho GeoB 1523 (3°50'N / 41°37'W, a 3.292 metros de

profundidade) localizado na elevação do Ceará, relativamente perto do testemunho KF-B. De acordo com a caracterização oceanográfica da área de estudo (capítulo 4), estas duas localidades estão sob domínio do mesmo sistema oceânico e atmosférico, o que lhes conferem condições ambientais similares.

As assembléias de nanofósseis calcários do KF-B e KF-A e as do testemunho GeoB 1523 nos últimos 25 mil anos foram semelhantes, apresentando o mesmo padrão de comportamento entre os EIM 2 e EIM 1 para a maior parte das espécies. A correlação entre a variação da abundância relativa de *F. profunda* do GeoB 1523 com aquelas do KF-B e KF-A foi boa, sendo cerca de 0,6 para ambos os testemunhos (Figura 65).

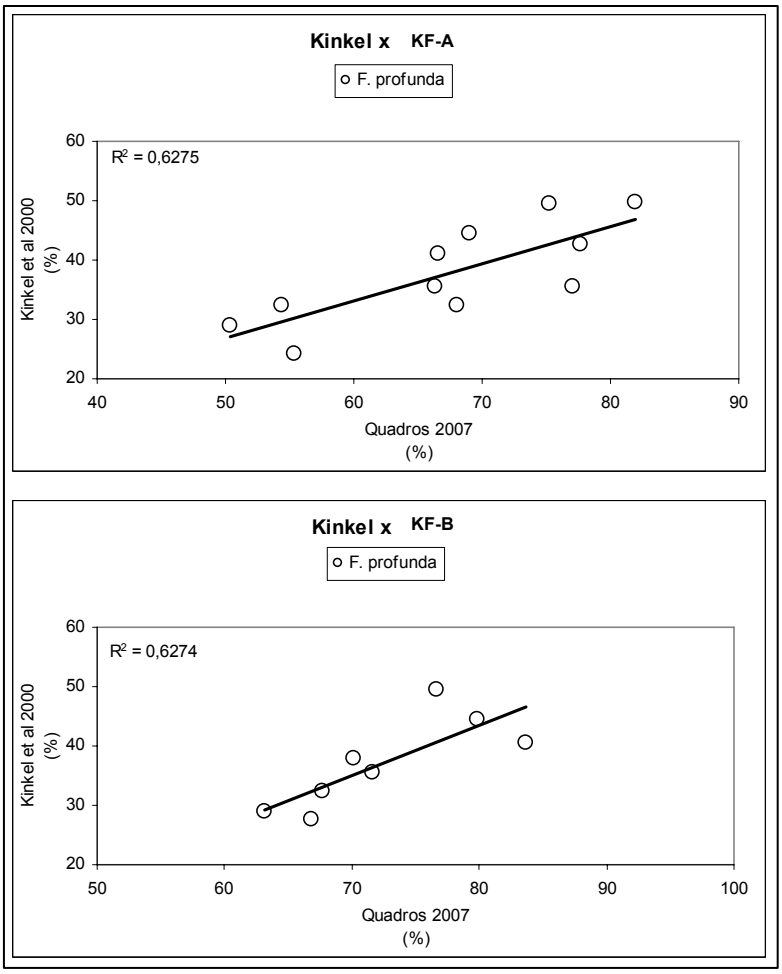

Figura 65: Relação entre a abundância relativa de *F. profunda* deste estudo (Quadros, 2007) versus a de Kinkel *et al.* (2000) para o testemunho GeoB 1523.

O registro de *F.profunda* no GeoB 1523 foi, igualmente, mais pronunciado durante o intervalo glacial. Além disso, os maiores valores de abundância total e taxa de acumulação de cocolitos durante o Holoceno estão de acordo com os resultados obtidos do KF-B e KF-A, os quais, apontam para um aumento da produtividade das águas superficiais a partir da transição entre os estágios isotópicos 2 e 1. Este fato deve ser considerado, uma vez que Kinkel *et al.* (2000) sugerem que os cocolitoforídeos compõem a mais importante contribuição para a sedimentação biogênica nesta porção oligotrófica do Atlântico tropical.

As assembléias nanofossilíferas do KF-A e KF-B apresentaram outras espécies além das discutidas até este ponto. Na maioria, são espécies com menor representatividade e que não se encaixam, claramente, nos padrões de oscilações discutidos.

A espécie *Umbilicosphaera sibogae* (Figura 66) apresenta diferentes tendências no KF-A e KF-B. No KF-A é praticamente constante, exceto por dois picos, entre 9,1-8 mil anos e entre 14,2-12,6 mil anos, quando atinge 10% de abundância relativa. No KF-B, a tendência entre o EIM 2 e o EIM 1 é de declínio e apenas um pico, em torno de 20 mil anos, foi observado. Neste ponto, a espécie representou 18% da assembléia total de nanofósseis calcários, que é significativo. Os menores valores, neste testemunho, foram registrados nas amostras modernas do Holoceno, não ultrapassando 5%.

A distribuição de *U. sibogae* é descrita como similar a *Umbellosphaera sp.*, preferindo águas oceânicas, quentes e oligotróficas (Flores *et al.*, 1999; Aizawa *et al.*, 2004). Brand (1994) reportou que esta espécie é mais comum em águas tropicais de maior salinidade e moderada a alta concentração de nutrientes, embora se desenvolva em baixas concentrações de ferro, zinco e manganês. Young (1994) classifica esta espécie como *r*-estrategista sendo, portanto, beneficiada com eventos de instabilidade no ambiente. Boeckel *et al.* (2006), por outro lado, sugerem uma relação levemente inversa com nutrientes.

O comportamento de *U. sibogae* no KF-B foi concordante com a curva de *F. profunda* (Fig. 66) e, consequentemente, em oposição ao de *Umbellosphaera sp.* (Fig. 62) e *Gephyrocapsa sp.* (Fig. 63). Todavia, no KF-A observa-se uma situação

inversa: *U. sibogae* discorda da curva de *F. profunda* e apresenta-se relacionada à *Umbellosphaera sp.* e *E. huxley* (Fig. 61). No KF-B sua curva sugere um comportamento de acordo com a oligotrofia superficial suportada pelos maiores valores de *F. profunda*, uma vez que *U. sibogae* pode crescer em baixas concentrações de nutrientes.

No KF-A esta espécie pareceu responder às variações ambientais aumentando sua abundância no limite entre o EIM 2 e o EIM 1. Este período apresentou eventos de instabilidade observados tanto no registro de nanofósseis calcários como no registro isotópico (Figura 49). O outro pico de abundância de *U. sibogae*, observado entre 9-8 mil anos, assim como na transição entre os estágios isotópicos, podem refletir um incremento na produtividade primária na superfície.

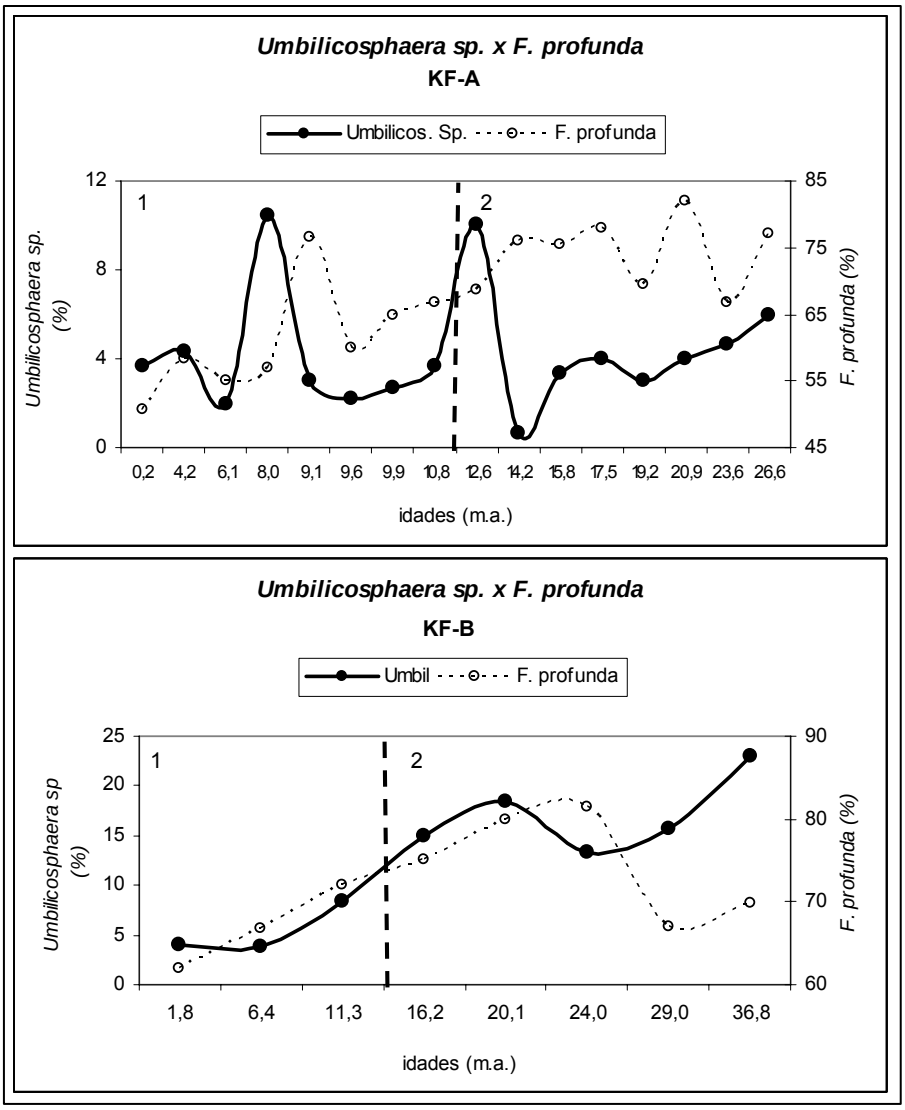

Figura 66: Curvas de abundância relativa da espécie *Umbilicosphaera sp.* versus *F. profunda* nos testemunhos KF-A e KF-B e a indicação do limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2).

A tendência geral de *C. murrayi* nos últimos 25-30 mil anos variou nos dois testemunhos: o KF-A sugere um suave aumento entre o período glacial e o Holoceno, enquanto o KF-B indica uma tendência de declínio entre os dois estágios isotópicos (Figura 67). No KF-A, a partir de 16 mil anos, pode-se verificar o aumento da abundância desta espécie, que atingiu sua abundância máxima de 7,7% em 12,6 mil anos, outro ponto notável apareceu entre 9,6-9 mil anos. No KF-B pode-se destacar o intervalo de transição entre EIM 2 e EIM 1 com incremento de *C. murrayi*.

A menor abundância de *C. murrayi* no registro fóssil foi demonstrada entre 24-20 mil anos e a partir de 11 mil anos no KF-B. No KF-A, os intervalos de queda percentual foram 17,5-16 mil anos, 12,6-10 mil anos e 9-4 mil anos. Os baixos valores em boa parte do EIM 2, neste testemunho, coincidem com outras espécies de hábito superficial.

C. murrayi tem afinidade com ambientes de plataforma continental, podendo ser considerada uma espécie costeira. Está relacionada a ambientes mais túrbidos e/ou períodos de intensa precipitação atmosférica, que são, também, responsáveis por transportar material da plataforma para ambientes profundos (Andruleit *et al.*, 2004). Portanto, o comportamento muitas vezes oposto desta espécie em relação à *F.profunda,* pode ser uma indicação de mudanças nas condições ambientais.

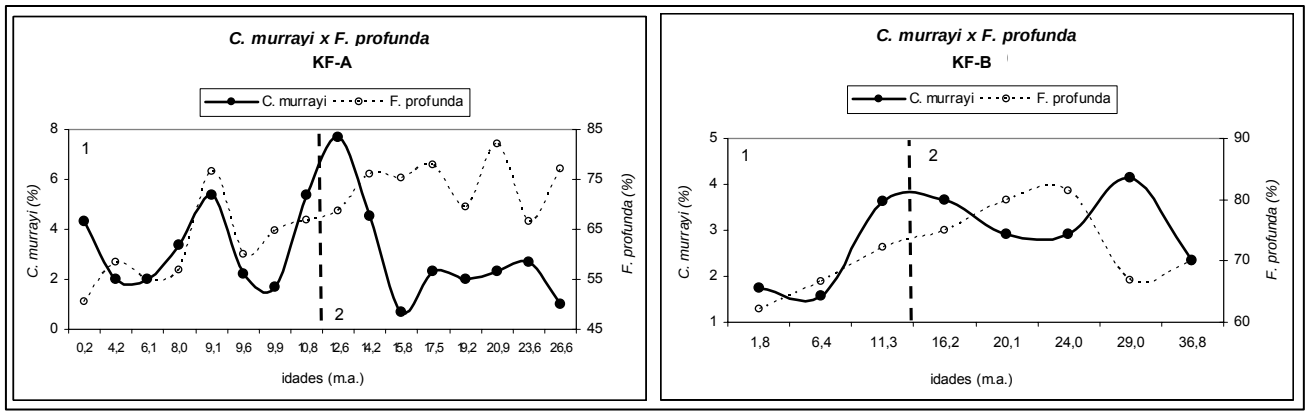

Figura 67: Curvas de abundância relativa da espécie *C. murrayi* versus *F. profunda* nos testemunhos KF-A e KF-B e a indicação do limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2).

A espécie *Helicosphaera sp.* seguiu um padrão muito similar ao de *C.murrayi* em ambos os testemunhos (Figura 68). Boeckel *et al.* (2006) associam esta espécie a ambientes eutróficos, devido à relação inversa com temperatura e salinidade e relação direta com nutrientes, embora Brand (1994) e Young (1994) a considerem um organismo *K*-estrategista de condições oligotróficas intermediárias. Outros autores assinalam a preferência de *Helicosphaera sp.* por águas quentes e produtivas (Triantaphyllou *et al.*, 2004; Baumann *et al.,* 2005).

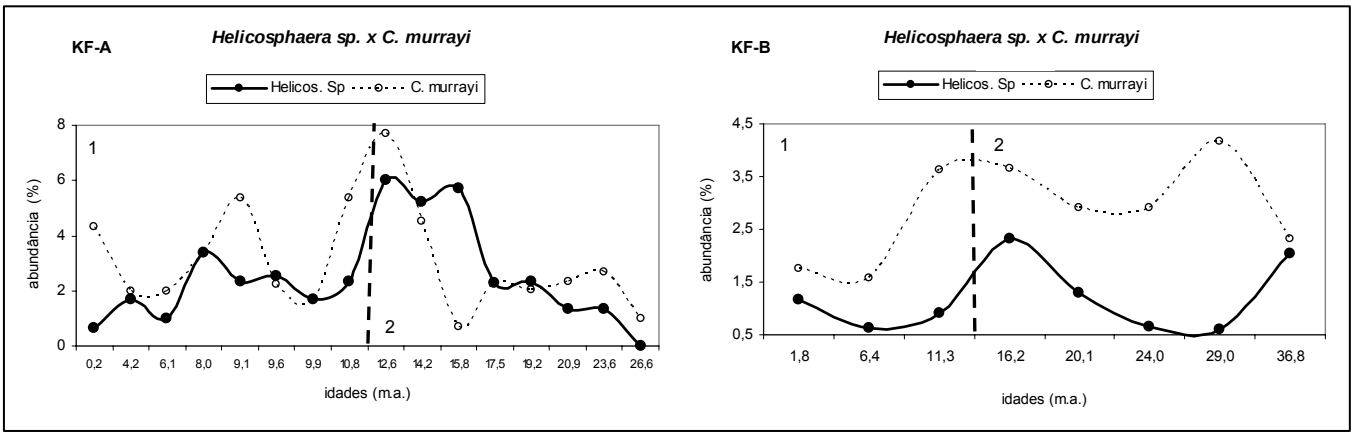

Figura 68: Curvas de abundância relativa da espécie *Helicosphaera sp.* versus *C. murrayi* nos testemunhos KF-A e KF-B e a indicação do limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2).

Os valores máximos de abundância relativa de *Helicosphaera sp.* foram verificados em torno de 16 mil anos no KF-B e entre 16-12,6 mil anos no KF-A. A brusca redução desta espécie na passagem de um estágio isotópico para outro é igualmente notável nos dois testemunhos. Assim sendo, esta é mais uma indicação de que mudanças significativas ocorreram na camada superficial nesta porção do oceano durante esta fase deglacial.

C. leptoporus é uma espécie de cocolitoforídeo cuja preferência ecológica é muito discutida (Brand, 1994; Renaud *et al.,* 2002; Aizawa *et al.,* 2004). Entretanto, de acordo com Boeckel *et al.* (2006), a forma mais abundante no Atlântico Sul estaria associada a ambientes eutróficos de menor temperatura e salinidade, isto por ter apresentado correlação negativa com estes parâmetros e relação direta com nutrientes. Todavia, Renaud *et al.* (2002) sugerem que estas formas, além de adaptadas a águas de menor temperatura, preferem aquelas empobrecidas em nutrientes, porém com significativa mistura vertical.

Esta espécie teve abundância inferior a 1% ao longo do KF-B. No KF-A atingiu 6% em torno de 14 mil anos, seguido de uma enorme queda até 11 mil anos (Figura 69). Tanto no KF-B como no KF-A os valores de *C. leptoporus* se reduzem significativamente quando se observa o maior pico de *F. profunda* no EIM 2 (aprox. 21 mil anos no KF-A e 24 mil anos no KF-B).

Na figura 69 pode-se verificar a semelhança no comportamento desta espécie com a curva de abundância de *G. oceanica* no KF-B e, principalmente, de *E. huxleyi* no KF-A. Em ambas as curvas esta semelhança permanece até cerca de 6 mil anos, a partir de então apresentam tendências opostas. De acordo com Young (1994), *C. leptoporus* é uma espécie *r*-estrategista, assim como *G.oceanica* e *E. huxleyi.* Deste modo, a similaridade encontrada no registro sedimentar entre estas espécies deve ser uma resposta aos mesmos fatores ambientais. Os intervalos de maior destaque destas espécies devem estar relacionados a instabilidades na coluna d'água, causadas por variação na intensidade dos ventos.

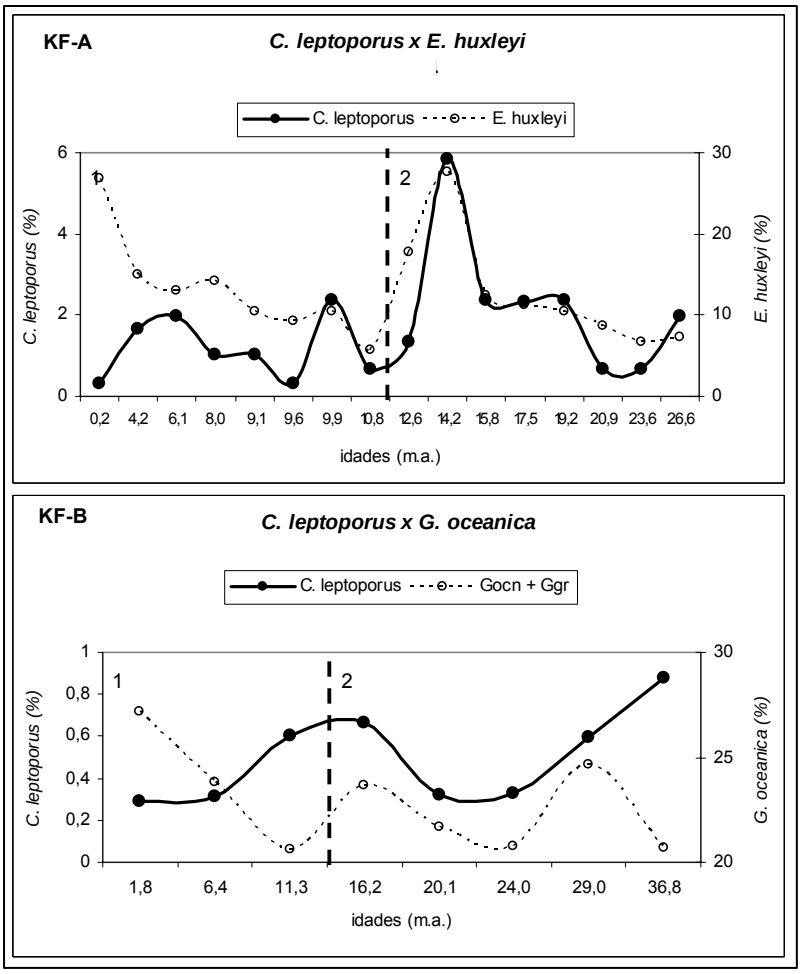

Figura 69: Curva de abundância relativa da espécie *C. leptoporus* versus *E. huxleyi* no testemunho KF-A e versus *G.oceanica* no KF-B e a indicação do limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2).

A espécie *C. cristatus* apresentou baixos valores de abundância relativa (<2%) ao longo dos dois testemunhos. Em muitos momentos sua curva pareceu acompanhar o comportamento de *F. profunda* (Figura 70). Na transição entre o EIM 2 e EIM 1 foi observado um aumento na abundância de *C.cristatus,* tanto no KF-A como no KF-B.

Existem evidências de que *C.cristatus* esteja relacionada a águas aquecidas e estratificadas (Gonçalves e Dehnhardt, 1999; Flores *et al.*, 1999), características estas, que concordam com a observação acima. Okada e McIntyre (1977) sugerem ainda que esta espécie seja mais freqüente em águas costeiras.

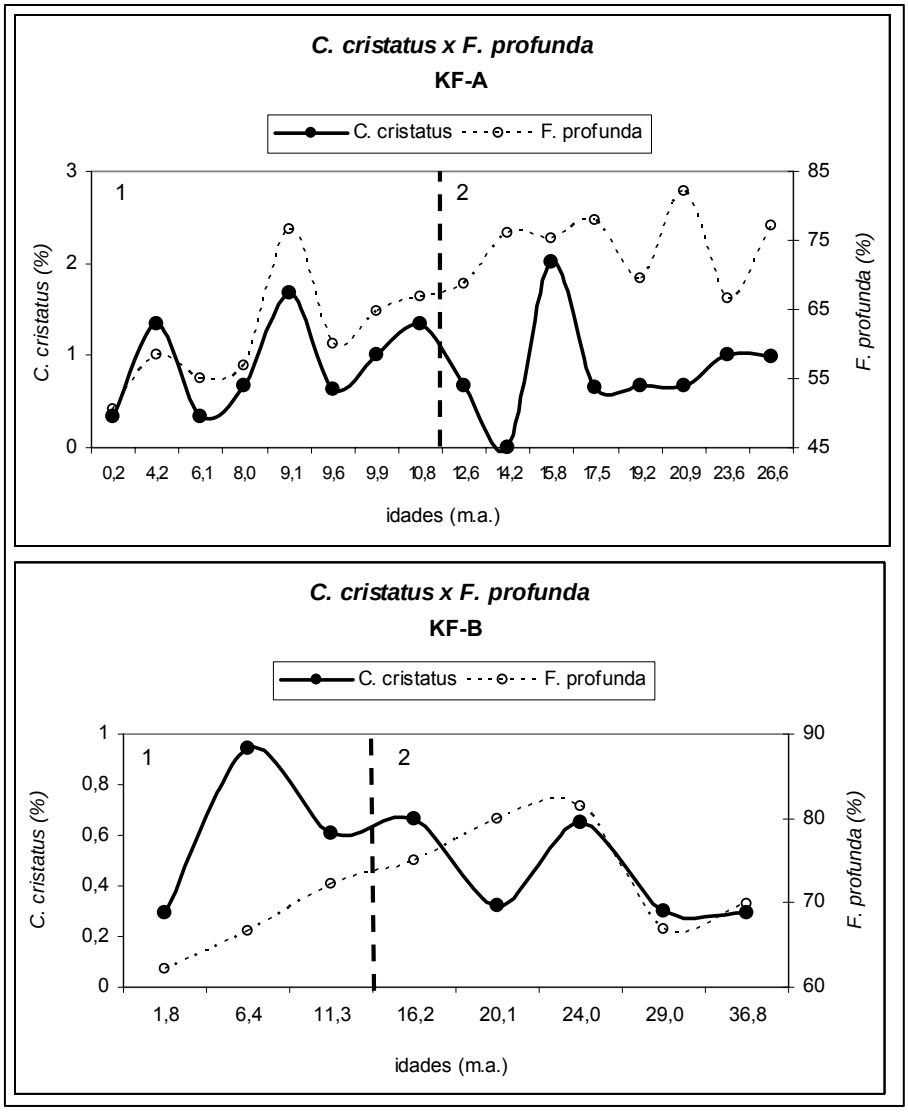

Figura 70: Curvas de abundância relativa da espécie *C. cristatus* versus *F. profunda* nos testemunhos KF-A e KF-B e a indicação do limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2).

As figuras 71a e 71b exibem as curvas de nanofósseis calcários de menor representatividade como *Scyphosphaera sp., Thoracosphaera sp., B. bigelowii* (presente apenas no KF-A) e *D. tubifera* (presente apenas no KF-B).

Scyphosphaera sp. é um grupo abundante em águas quentes associado a intervalos de menor produtividade (Wells & Okada, 1996; Gonçalves e Dehnhardt, 1999; Triantaphyllou *et al.,* 2004), também considerado um indicador de águas rasas com características similares a *B. bigelowii*. Esta última, por sua vez, é mais comum em águas costeiras, com alta concentração de nutrientes e salinidade menor, podendo ser associada à eventos de menor diversidade (Gonçalves e Dehnhardt, 1999; Maurrasse *et al.,* 2005; Hagino *et al.,* 2005; Takano *et al.,* 2006). *B. bigelowii* também pode indicar entrada de água doce em águas superficiais.

Estas duas espécies apresentaram baixos valores de abundância relativa e foram ausentes em muitas amostras. *B. bigelowii* não foi observada no testemunho KF-B e *Scyphosphaera sp.* permaneceu ausente a maior parte do tempo, aparecendo apenas em 11,3 mil anos e em 1,8 mil anos (Figura 71b). No KF-A, estas espécies apresentaram um comportamento muito parecido, sugerindo que seu aparecimento seja o reflexo de uma mesma forçante, uma vez que suas preferências ambientais são correlatas. Os maiores valores foram registrados no Holoceno, a partir de 9 mil anos. Entre o EIM 2 e EIM 1 observou-se um incremento em abundância, seguido de uma queda em torna de 10 mil anos (Figura 71a).

Thoracosphaera sp. teve abundância baixa (~0,3%) e constante no KF-B. Já no KF-A apresentou maiores variações, mas sem destaque na passagem do EIM 2 e EIM 1. Assim como *Scyphosphaera sp.* e *B. bigelowii*, *Thoracosphaera sp.* apresentou maior abundância no Holoceno, com pico em 8 mil anos (Figura 71a e 71b).

De acordo Zonneveld *et al.* (1999) e Karwath *et al.* (2000), a produção de cistos de dinoflagelados é favorecida em ambientes oligotróficos e coluna d'água superficial estratificada. Karwath *et al.* (*op.cit.*) indicam maior influência de menores temperaturas do que da disponibilidade de nutrientes. Beaufort e Heussner (2001) sugerem ainda que *Thoracosphaera sp.* é beneficiada quando há

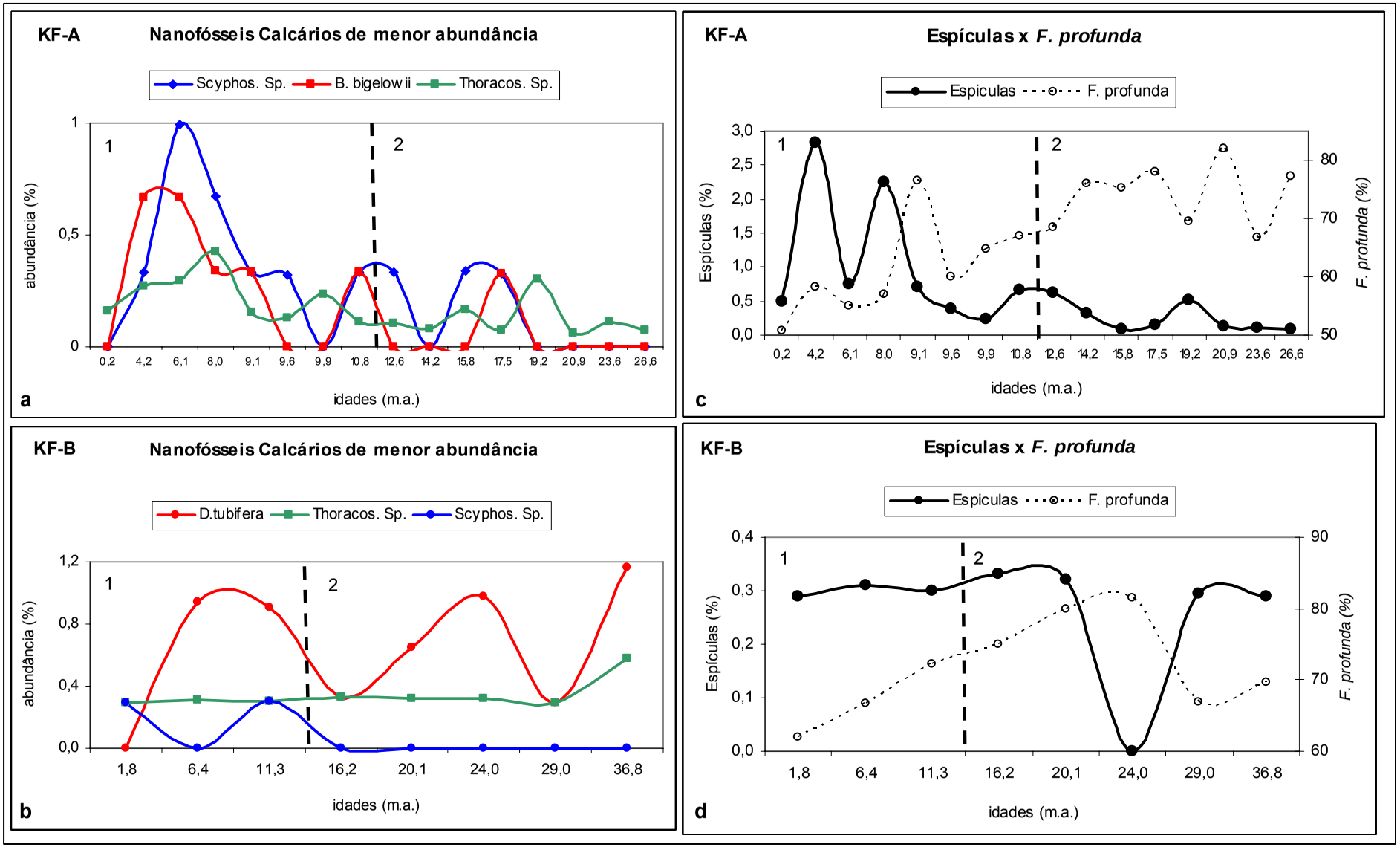

Figura 71: Curvas de abundância relativa das espécies de nanofósseis calcários de menor abundância (a,b) e espículas de ascídia (c,d) nos testemunhos KF-A e KF-B (a,b) e a indicação do limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2).

menor cobertura de nuvens, ventos mais fracos e, portanto, menor turbulência, além da maior intensidade solar responsável por maiores temperaturas.

Outra espécie que aparece na figura 71b é *D. tubifera*, que só foi observada nas amostras do KF-B, mesmo assim com abundância muito baixa, em média 1,1%. Na figura 72 pode-se verificar o mesmo padrão de comportamento para *D.tubifera* e *R. clavigera.* Isto pode ser explicado, uma vez que ambas são espécies de regiões tropicais, com mesma tolerância de temperatura (20°-30°C) e comuns em ambientes oligotróficos (Brand, 1994; Broerse *et al.,* 2000b). Alem destas, Boeckel *et al.* (2006) sugerem relação direta com temperatura e salinidade e inversa com nutrientes, características típicas de organismos *K*-estrategistas.

Assim, pode-se considerar que o decréscimo destas espécies indique alterações na estratificação da coluna d'água, responsáveis por um incremento na produtividade superficial. No mesmo intervalo observa-se também um aumento na abundância de espécies *r*-estrategistas da zona fótica superior, como *G. oceanica* e *Gephyrocapsa sp.*.

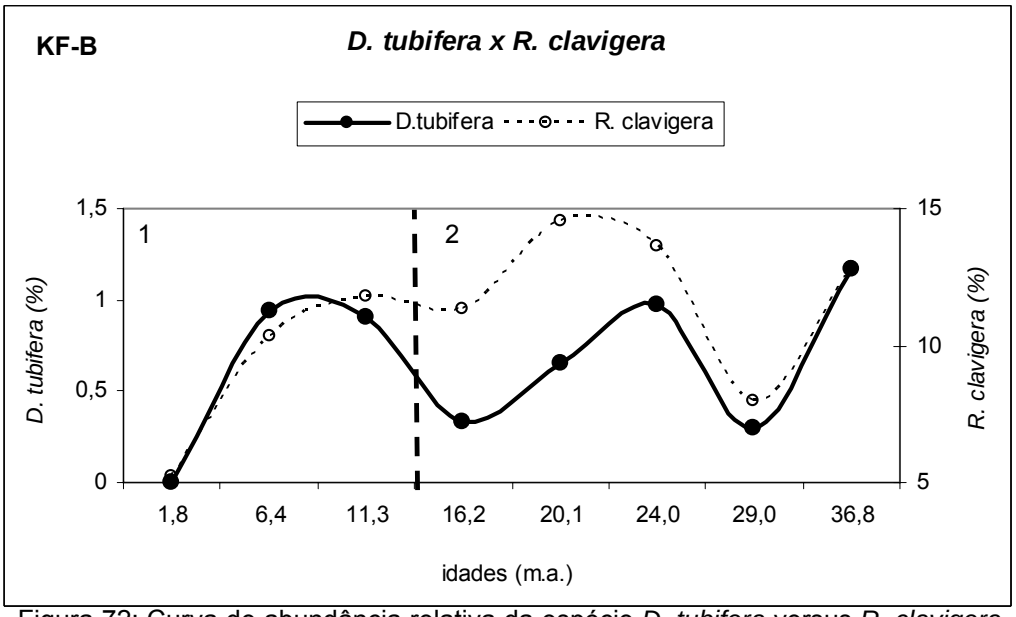

Figura 72: Curva de abundância relativa da espécie *D. tubifera* versus *R. clavigera* no testemunho KF-B e a indicação do limite entre os estágios isotópicos marinhos (1 e 2).

As espículas de ascídia, cujas abundâncias relativas ao longo dos testemunhos KF-A e KF-B estão demonstradas na figura 71c e 71d, apresentaram

valores inferiores a 1% em todo o KF-B e em boa parte do KF-A, que só apresentou valores maiores a partir de 8 mil anos. De qualquer forma, a tendência no KF-A foi de aumento desde o UMG até as amostras mais recentes do Holoceno. No KF-B, ao contrário, permaneceu constante e foi ausente em 24 mil anos.

De acordo com Varol (2006), as espículas costumam ser abundantes em águas rasas ricas em carbonato e ele sugere que este grupo deva ser levado em consideração quando se tornam abundantes no registro fóssil.

Em estudos no Atlântico Sul, Toledo (2000) e Toledo *et al.* (1999, 2007) sugerem que as espículas podem ser um indicador de paleoprodutividade. Os dados de abundância de espículas de ascídia do presente estudo, embora com valores baixos, parecem concordar com esta hipótese, uma vez que o aumento em abundância em direção ao EIM 1 (KF-A) concorda com o aumento de outras espécies indicativas de maior produtividade e discorda da curva de *F.profunda* ao longo de todo o testemunho. Da mesma forma, no KF-B a redução em 24 mil anos é coincidente com os maiores valores de *F. profunda* que indicam condições de menor produtividade (Figuras 71c e 71d).

No intuito de melhor compreender todas estas variações da nanoflora calcária ao longo dos últimos 25 mil anos na margem continental nordeste do Brasil, recorreu-se novamente aos dados isotópicos de oxigênio (seção 6.2 deste capítulo).

Com relação à variação isotópica de oxigênio, além da indicação de mudanças de volume de gelo, é possível verificar alterações locais relacionadas à temperatura (Emiliani, 1955; Weldeab *et al.*, 2006), salinidade (Maslin *et al.*, 1995; Wolff *et al.*, 1999) e precipitação atmosférica (Arz *et al.*, 1998; Wolff *et al.*, 1998), se eliminado o efeito da variação do volume de gelo.

Para isso vários autores sugeriram variações médias dos valores de $\partial^{18}O$ entre o UMG e o Holoceno relacionadas ao volume de gelo: 1,0‰ (Schragg *et al.*, 1996), 1,1‰ (Labeyrie *et al.*, 1987) e 1,3‰ (Fairbanks, 1989). Costa (2000) estudou a porção oeste do Atlântico Sul e sugeriu a utilização de 1,1‰, valor indicado por Labeyrie *et al.* (*op.cit.*), por ser um valor intermediário.

A maior variação observada nos valores de isótopos de oxigênio entre o EIM 2 e EIM 1 foi de 1,6‰ no KF-A e de 0,98‰ no KF-B. Subtraindo o valor médio referente ao volume de gelo, verificou-se que o $\partial^{18}O_{residual}$ do KF-A foi 0,5‰ e o $\partial^{18}O_{residual}$ do KF-B foi -0,12‰.

Estes valores indicam que a região onde se localiza o testemunho KF-A deve ter sido mais afetada por variações de TSM, salinidade e/ou precipitação atmosférica do que a região do KF-B (mais próxima ao equador), que deve ter sido mais estável. Além disso, o valor residual negativo seria uma indicação de que o UMG pode ter sido até mais quente do que o Holoceno, se considerado que esta variação residual se deve unicamente às oscilações de temperatura.

Por outro lado, considerando apenas a temperatura, o valor residual de 0,5‰ no KF-A é um indício de que deve ter havido um pequeno resfriamento no UMG. De acordo com Costa (2000), que realizou estimativas de paleotemperaturas com base em foraminíferos bentônicos, as águas profundas da região do KF-A devem ter sofrido variações de temperatura de aproximadamente 2,5°C. Toledo (2000) estimou paleotemperaturas superficiais com base em foraminíferos planctônicos (*G. ruber*) e sugere uma maior estabilidade da porção oeste do Atlântico Sul, coincidente com as estimativas do CLIMAP de ~1°C.

Os dados da análise composicional de nanofósseis calcários concordam com a estabilidade temporal desta porção do oceano e ainda, com o possível aumento de temperatura durante o UMG, uma vez que as flutuações das assembléias nanofossilíferas apontam para uma coluna d'água mais estratificada durante o EIM 2.

Da mesma forma, Arz *et al.* (1999b) sugeriram que durante eventos de redução da circulação termo-halina o Atlântico tropical oeste sofreu um aquecimento de 1°-3°C associado à atenuação do transporte de massa e calor da CNB (Corrente Norte do Brasil) e conseqüente fortalecimento da CB (Corrente do Brasil) na direção sul. Kim & Schneider (2003) propõem uma condição semelhante durante o UMG.

Wolff *et al.* (1998) reavaliaram as variações de $\partial^{18}O$ no Atlântico tropical entre o UMG e o Holoceno e relataram que a menor variação observada foi em

uma região muito próxima do KF-B, indicando maior estabilidade climática nesta região. No entanto, ao eliminar o volume de gelo obtiveram um $\partial^{18}O_{residual}$ de 0,4‰, maior que aquele reportado no presente estudo.

Esta discrepância pode ser devido as diferentes espécies de foraminíferos planctônicos das quais foram obtidos os valores isotópicos, pois este estudo utilizou *G. ruber* enquanto Wolff *et al.* (1998) utilizou *G. sacculifer*. Arz *et al.* (1999a) já havia indicado que o sinal isotópico de *G. sacculifer* era aproximadamente 0,25‰ mais pesado que os valores de *G. ruber*.

Wolff *et al.* (1998) sugerem ainda que o $\partial^{18}O_{residual}$, naquela região, deve estar refletindo outros fatores que não apenas a variação de temperatura. Eles sugerem alterações de salinidade devido a mudanças no regime de chuvas, associado à dinâmica da ZCIT e confirmam maiores valores de salinidade durante o UMG. A maior salinidade durante o período glacial foi uma tendência global devido à expansão da cobertura de gelo.

Como discutido anteriormente, existem evidências de ventos mais intensos no hemisfério norte durante o UMG que deslocariam a ZCIT no sentido sul (Harris & Mix, 1999; Broccoli, 2000; Peterson *et al.*, 2000). Sendo assim, as maiores temperaturas superficiais do oceano acompanhariam este deslocamento. O aquecimento destas águas contribuiria para o aprofundamento da termoclina e da nutriclina, assim como para a maior evaporação, realçando o aumento da salinidade neste período, o que concorda com os dados de Wolff *et al.* (1998) para esta porção do Atlântico.

Devido à evaporação, tanto a quantidade de vapor d'água na atmosfera quanto a maior intensidade eólica seriam responsáveis por elevar a umidade na região nordeste do Brasil no UMG (Hastenrath, 1990; Chang, 1998, Arz *et al.*, 1998), bem como por reduzir a precipitação atmosférica na porção setentrional da América do Sul (Peterson *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2005).

De acordo com a sazonalidade moderna da ZCIT, vale ressaltar que no verão austral (ZCIT ao sul) a precipitação é mais intensa no nordeste brasileiro. Todavia, na porção oriental do Nordeste chove bem menos do que na porção setentrional. Por outro lado, durante o inverno austral (ZCIT ao norte), quando

toda a região nordeste é mais seca, a precipitação na porção leste supera aquela mais ao norte, devido a maior influência dos ventos de SE. Isto porque estas localidades encontram-se sob diferentes regimes climáticos: o Tropical Nordeste Oriental (porção oriental) e o Tropical da Zona Equatorial (porção setentrional) (IBGE). Os dados de escoamento superficial da área próxima ao KF-A e KF-B, concordam com os períodos de maior precipitação nestas localidades e apontam que no continente próximo ao KF-A as condições são mais úmidas do que próximo ao KF-B (GRDC).

Alguns autores propuseram maior aporte terrígeno para a porção oeste do Atlântico Sul durante 24-12 mil anos, principalmente nos seguintes intervalos: entre 18,5-15,5 mil anos, 14,2 mil anos e entre 12,7-11 mil anos (Arz *et al.*, 1999a; 1999b; Behling *et al.*, 2000; Zabel *et al.*, 2004; Jennerjahn *et al.*, 2004). Estes intervalos correspondem a eventos de resfriamento no hemisfério norte durante o período deglacial, como o evento Heinrich 1 (H1) (~17-15 mil anos) e o Youger Dryas (YD) (~13-11 mil anos) associados ao enfraquecimento da circulação termo-halina (Arz *et al.*, 1999b).

O resfriamento do hemisfério norte implica em alísios de NE mais intensos, deslocando a ZCIT para o sul e assim diminuindo a transferência de calor do Atlântico Sul para o Atlântico Norte. Concomitantemente, foram sugeridas temperaturas superficiais mais elevadas na porção oeste do Atlântico Sul (Arz *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000), que atuaria como um reservatório de calor e sal (Weldeab *et al.*, 2006), pois a CNB estaria enfraquecida, enquanto a CB estaria mais intensa (Arz *et al.,*1999b; Gersonde *et al.*, 2004).

A maior parte dos autores sugere que a concentração de material terrígeno nesta região deve estar relacionada: 1) ao aumento do escoamento fluvial devido ao aumento de precipitação atmosférica; 2) às mudanças de nível do mar relativo e 3) as características do ambiente deposicional.

Essas variações de aporte continental para o nordeste oriental e o nordeste setentrional apresentaram registros paleoclimáticos distintos. No intuito de esclarecer esta questão, Zabel *et al.* (2004) sugerem que, na porção oriental do nordeste brasileiro, as variações relativas do nível do mar devem ter sido as

responsáveis por este incremento de material terrígeno, mais do que um aumento de precipitação, como geralmente proposto para a maioria dos dados obtidos da porção setentrional.

Arz *et al.* (1999a) e Zabel *et al.* (2004) sugerem que a elevação do nível do mar, invadindo a plataforma continental até então exposta, remobilizaria antigos sedimentos redepositando-os no talude continental. Estes autores observaram uma drástica redução do material terrígeno no registro sedimentar a partir de 11 mil anos, quando a plataforma continental já inundada e estável, era capaz de reter estes sedimentos.

Diferente do proposto por muitos autores, Zabel *et al.* (1999; 2004) sugerem que o maior aporte terrígeno observado na margem continental setentrional em torno de 12 mil anos (ZCIT ao norte), pode ter sido causado, não por um maior fluxo continental devido a maior precipitação atmosférica, mas sim devido ao aumento da retroflexão da CNB. Esta condicionante teria acelerado a CCNE (Contra-corrente Norte Equatorial) contribuindo com o aporte sedimentar do rio Amazonas na direção leste e, consequentemente para a região em questão.

Dados da análise quantitativa de nanofósseis calcários apresentados neste estudo são compatíveis com os registros de aporte continental relacionados a eventos de resfriamento no hemisfério norte no período deglacial. O aquecimento durante a transição para o período interglacial, levou ao derretimento de geleiras, acarretando em pulsos de elevação do nível do mar e resfriamento naquele hemisfério. Estes pulsos coincidem com os eventos H1 e YD (Arz *et al.*, 1999a), anteriormente citados.

Componentes dos nanofósseis calcários mais associados à região da plataforma continental como *C. murrayi, Helicosphaera sp., Scyphosphaera sp.*, *B. bigelowii* e espículas de ascídia também apresentaram picos de abundância relativa entre 17,5-12 mil anos, coincidindo com os picos de aporte continental relatados em muitos estudo realizados na mesma região. Observa-se ainda uma redução na abundância destas espécies logo após este intervalo, quando a plataforma continental já estaria completamente submersa. O reaparecimento

contundente de *Scyphosphaera sp.* e *B. bigelowii* a partir de ~9,5 mil anos (Fig. 71) pode ter sido causado por outros fatores, como discutido mais adiante.

Se considerarmos o posicionamento da ZCIT mais ao norte, em torno de 12 mil anos, a maior influência dos ventos de sul e sudeste levaria mais umidade para a porção oriental do nordeste brasileiro, enquanto a porção setentrional experimentaria condições menos úmidas. Deste modo, além da elevação do nível do mar, períodos de maior precipitação atmosférica podem ter contribuído para o aparecimento de *Scyphosphaera sp.* e *B. bigelowii*, espécies relacionadas a menor salinidade.

Em estudos recentes, Weldeab *et al.* (2006) e Toledo *et al.* (2007) sugerem uma tendência de aumento de salinidade na porção oeste do Atlântico Sul tropical entre 20-12 mil anos (principalmente entre 19-17,5 mil anos e 14-13 mil anos). Também observaram reduções pontuais de salinidade em 19 mil anos, 15,5 mil anos, 14 mil anos, além de um declínio significativo a partir de 11 mil anos com o estabelecimento das condições holocênicas. Estes autores relacionam os picos de salinidade em 17,5 mil anos e 12,5 mil anos com os eventos H1 e YD, além de sincrônicos com o aquecimento das altas latitudes meridionais.

Como nem todos os intervalos de menor salinidade são coincidentes com o surgimento de espécies de hábito costeiro, acredita-se que os pulsos de elevação do nível do mar sejam os principais responsáveis pelo aparecimento destas espécies. Além disso, podem ser produto do retrabalhamento de sedimentos, outrora depositados na plataforma continental, para o talude continental superior na região deste estudo.

Concomitante aos pulsos de elevação do nível do mar, a circulação termo-halina deve ter se enfraquecido, diminuindo o transporte da CNB para o hemisfério norte, fazendo com que águas aquecidas e salinas se acumulassem na porção oeste do Atlântico Sul. Isto explicaria o aparecimento de nanofósseis calcários de plataforma continental e também o aumento de salinidade reportado para este período na região.

Além disso, de acordo com Peterson *et al.* (2000), quando a ZCIT está posicionada mais ao norte, boa parte da umidade gerada no Atlântico tropical é

transferida para o oceano Pacífico, tornando o Atlântico, relativamente, mais salino. Isto porque a cordilheira dos Andes deixa de ser uma barreira fisiográfica para a precipitação atmosférica associada à ZCIT. Esta pode ser também uma explicação plausível para o aumento da salinidade, principalmente entre 14-11mil anos, reportado por Weldeab *et al.* (2006) e Toledo *et al.* (2007), e relacionado aos dados do presente estudo.

Os intervalos de máxima salinidade, sugeridos por Toledo *et al.* (*op.cit.*) e Weldeab *et al.* (*op.cit.*), são acompanhados pela redução da abundância relativa de espécies de nanofósseis calcários que apresentam relação inversa com a concentração de sais na água: *G. oceanica, Gephyrocapsa sp.* e *C. leptoporus* (Brand, 1994; Bollmann *et al.*, 1997; Boeckel *et al.*, 2006). Espécies como *Umbellosphaera sp., Umbilicosphaera sibogae* e *Syracosphaera sp.,* com conhecida relação positiva com salinidade, exibiram o aumento percentual.

Com o estabelecimento das condições típicas do período interglacial, quando foi reportado decréscimo efetivo da salinidade na porção oeste do Atlântico Sul, observou-se um aumento na abundância de *G. oceanica, Gephyrocapsa sp., B. bigelowii* e *Scyphosphaera sp.,* espécies relacionadas a menor salinidade.

Tanto as estimativas de salinidade propostas por Weldeab *et al.* (2006) e Toledo *et al.* (2007), quanto o incremento de espécies relacionadas negativamente com este parâmetro, concordam com as condições oceanográficas estabelecidas no pós-glacial, quando a carga de água de degelo diluiria as águas oceânicas, tendo diminuído a salinidade dos oceanos globalmente.

De qualquer forma, durante a transição entre o EIM 2 e o EIM 1, foram registradas instabilidades na camada superficial do oceano Atlântico tropical. Fato este relacionado à prevalência de ventos de sul e sudeste e aos índices de precipitação e escoamento superficial ou mesmo à elevação do nível do mar, ainda que em momentos distintos, mas dentro de um intervalo de tempo geologicamente curto. A instabilidade da camada superficial do oceano nesta porção do Atlântico já foi referida como um dos fatores mais importantes para a

produtividade destas águas oligotróficas (Wolff *et al.,* 1998; Toledo, 2000; Toledo *et al.*, 2007).

Os dados de nanofósseis calcários apresentados no presente estudo corroboram a mesma consideração, uma vez que a transição entre os estágios isotópicos refletiu alteração no padrão de comportamento de grande parte das espécies. Ao mesmo tempo, pôde-se constatar proporções distintas na composição da nanoflora calcária das assembléias fósseis no EIM 2 e no EIM 1. A partir do início do período interglacial observa-se maior abundância de espécies da zona fótica superior ao passo que, principalmente, *F. profunda* diminui sua ocorrência.

Entretanto, é importante lembrar que, mesmo nos intervalos de menor abundância relativa de *F. profunda,* sua ocorrência não foi inferior a 50%, compondo 67-72% das assembléias de nanofósseis calcários e isto pressupõe a estabilidade desta região nos últimos 25 mil anos. Mesmo assim pequenas alterações ambientais foram sugeridas devido às variações observadas na análise composicional. De acordo com a preferência ecológica das espécies de nanofósseis calcários, as variações registradas foram associadas a distúrbios ambientais possivelmente induzidos por eventos climáticos de caráter local.

6.4. *Análises Multivariadas*

Na análise composicional de nanofósseis calcários foram observadas variações na distribuição temporal das assembléias nanofossilíferas, as quais foram interpretadas como repostas a mudanças das condições oceanográficas na porção noroeste do Atlântico Sul. Ainda que estas mudanças não tenham sido tão drásticas como aquelas reportadas em regiões subtropicais (Costa, 2000; Toledo, 2000) e no setor oriental do Atlântico Sul (Henriksson, 2000; Kim & Schneider, 2003; entre outros), foi possível estabelecer condições distintas entre estágios isotópicos marinhos 2 e 1 apenas com base nas análises quantitativas de nanofósseis calcários.

As técnicas de estatística multivariada foram aplicadas para verificar as diversas correlações apresentadas em função da distribuição dos nanofósseis calcários ao longo do tempo.

Análise de Agrupamento

A análise de agrupamentos foi empregada para explorar associações de espécies (modo-R) e de amostras ao longo do tempo (modo-Q) e compará-las as interpretações prévias. Esta análise foi baseada em dados padronizados a partir das planilhas de abundância relativa de nanofósseis calcários (Anexo 1 e 2). Para as análises em modo-Q a matriz de dados percentuais foi transposta. Distâncias euclidianas e o coeficiente de correlação de Pearson foram testados como medidas de similaridade entre os dados. Como método de agrupamento aplicou-se tanto as ligações simples e completa, como também o método Ward.

Os melhores resultados foram encontrados com a aplicação do método Ward associado ao coeficiente de Pearson (Figuras 73 a 76), embora os agrupamentos produzidos pelos demais métodos e medidas tenham sido muito similares, tanto no modo-Q como no modo-R. Parker e Arnold (1999) recomendam a utilização do coeficiente de Pearson e do método Ward, porque o diagrama gerado parece definir melhor os agrupamentos devido a sua natureza não-linear. Hagino e Okada (2004) também utilizaram este método em amostras de cocolitoforídeos do oceano Pacífico equatorial.

A figura 73 ilustra o diagrama de agrupamento modo-Q do testemunho KF-A. Três agrupamentos (1, 2 e 3) foram gerados e puderam ser interpretados cronologicamente em função das informações disponíveis neste estudo e na literatura pertinente.

O agrupamento 1 foi interpretado como amostras sedimentares típicas do EIM 1, por concentrar as amostras de topo do testemunho que, de acordo com as datações de radiocarbono, compreenderia o intervalo de 9,6 mil anos até o recente. Por outro lado, o agrupamento 3 foi aquele que apresentou amostras típicas do EIM 2, concentradas mais na base do testemunho, exceto pela amostra

de 43cm (9 mil anos). Entretanto os dados da análise composicional em 43 cm apresentaram características similares àquelas reportadas para o EIM 2.

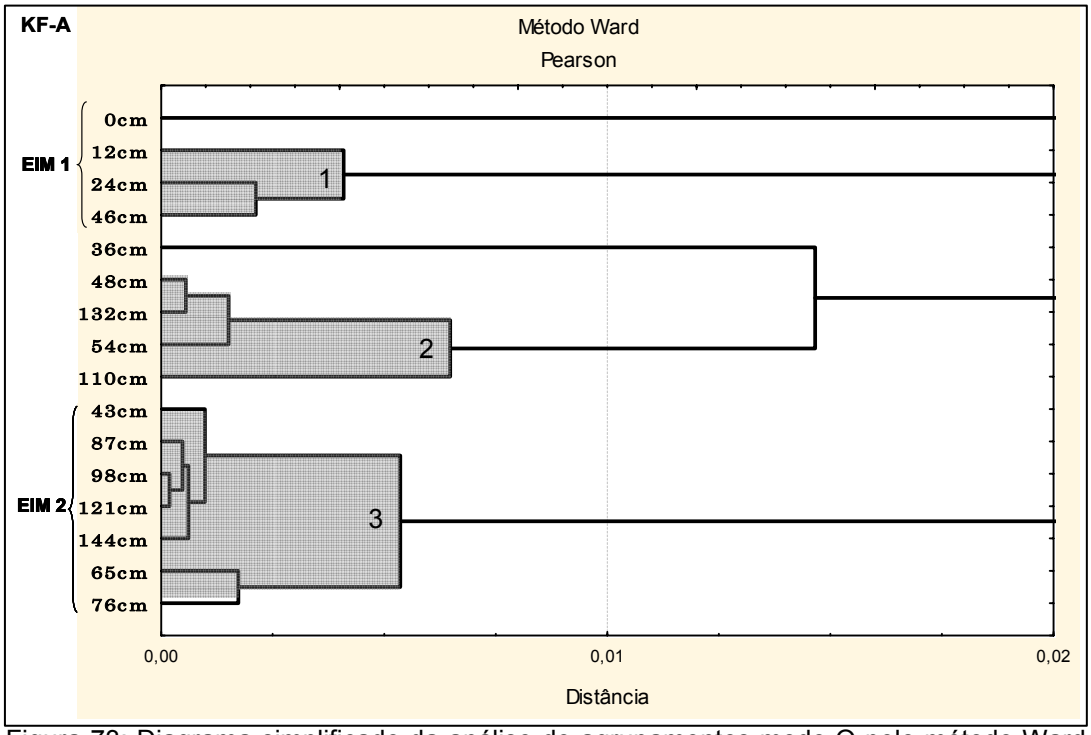

Figura 73: Diagrama simplificado da análise de agrupamentos modo-Q pelo método Ward do KF-A com indicações referentes à interpretação dos agrupamentos (ver texto).

Por último, o agrupamento 2 englobou amostras dispersas (36 cm, 48cm, 54 cm, 110 cm e 132 cm) que correspondem, respectivamente, a 8 mil anos, 10 mil anos, 11 mil anos, 19 mil anos e 24 mil anos. Um fato curioso é que estas amostras apresentaram reduções percentuais de *F. profunda* acompanhadas de acréscimos na abundância relativa de *G. oceanica* e Gephyrocapsa *sp.*.

Os resultados da análise de agrupamentos modo-Q para as amostras do KF-B seguiram o mesmo padrão daquele apresentado para o KF-A. Três agrupamentos (1, 2 e 3) foram determinados, mas, neste caso, o menor número de amostras facilitou a interpretação (Figura 74). O agrupamento 1 foi caracterizado por amostras típicas do Holoceno (EIM1) neste testemunho: 1 cm e 3,5 cm, que correspondem a 1,8 mil anos e 6,4 m.a, respectivamente.

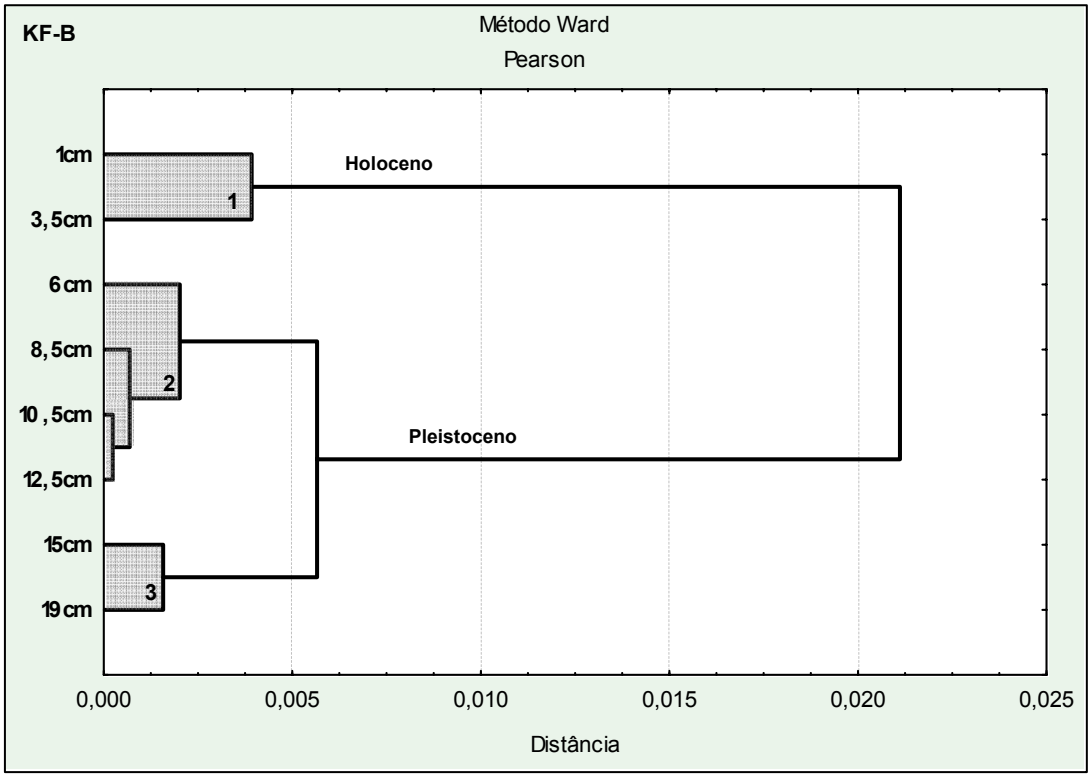

Figura 74: Diagrama simplificado da análise de agrupamentos modo-Q pelo método Ward do KF-B com indicações referentes à interpretação dos agrupamentos (ver texto).

Os agrupamentos 2 e 3 foram considerados subgrupos dentro do Pleistoceno. O subgrupo 2 representa o EIM 2, enquanto o subgrupo 3 identificado pelas amostras 15 cm e 19 cm (29 mil anos e 36,8 mil anos) representa o EIM 3. Dentro do subgrupo 2 foi possível determinar que a associação de 10,5 cm e 12,5 cm (20,1 mil anos e 24 mil anos) deve representar o UMG, enquanto as amostras 6 cm e 8,5 cm englobam o período deglacial.

A análise de agrupamentos modo-R foi efetuada para verificar associações entre as espécies de nanofósseis calcários e tentar interpretá-las de acordo com as preferências ambientais das espécies.

A análise dos dados do KF-A determinou três agrupamentos principais (1, 2 e 3) (Figura 75). Destes, os agrupamentos 1 e 2 apresentaram espécies previamente relacionadas pela proeminência na transição entre os estágios isotópicos, e/ou durante o EIM 1, principalmente *G. oceanica, Gephyrocapsa sp.* e *E. huxleyi*.

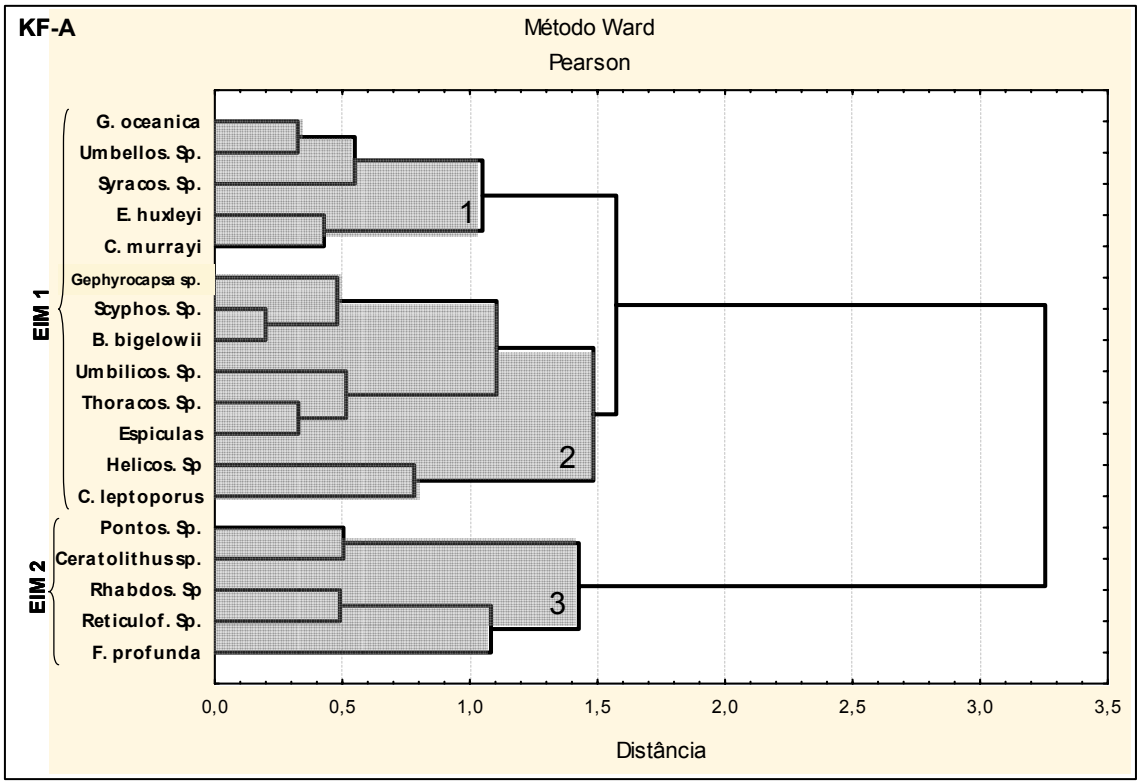

Figura 75: Diagrama simplificado da análise de agrupamentos modo-R pelo método Ward do KF-A com indicações referentes à interpretação dos agrupamentos (ver texto).

O agrupamento 3 relacionou a espécie *F. profunda* a outras espécies que apresentaram o mesmo padrão de comportamento ao longo do intervalo estudado: *Rhabdosphaera clavigera, Pontosphaera sp.* e *Reticulofenestra sp.*. Estas espécies já haviam sido relacionadas, em conjunto, na análise composicional e foram associadas às mesmas condições ambientais. Como as espécies do agrupamento 3 foram predominantes durante o EIM 2, este grupo é caracterizado pelas condições ambientais deste período.

Os resultados da análise de agrupamentos modo-R do KF-B gerou, igualmente, três associações de espécies (1, 2 e 3) (Figura 76). De maneira geral, foram verificadas semelhanças entre os agrupamentos e as interpretações relacionadas à análise composicional.

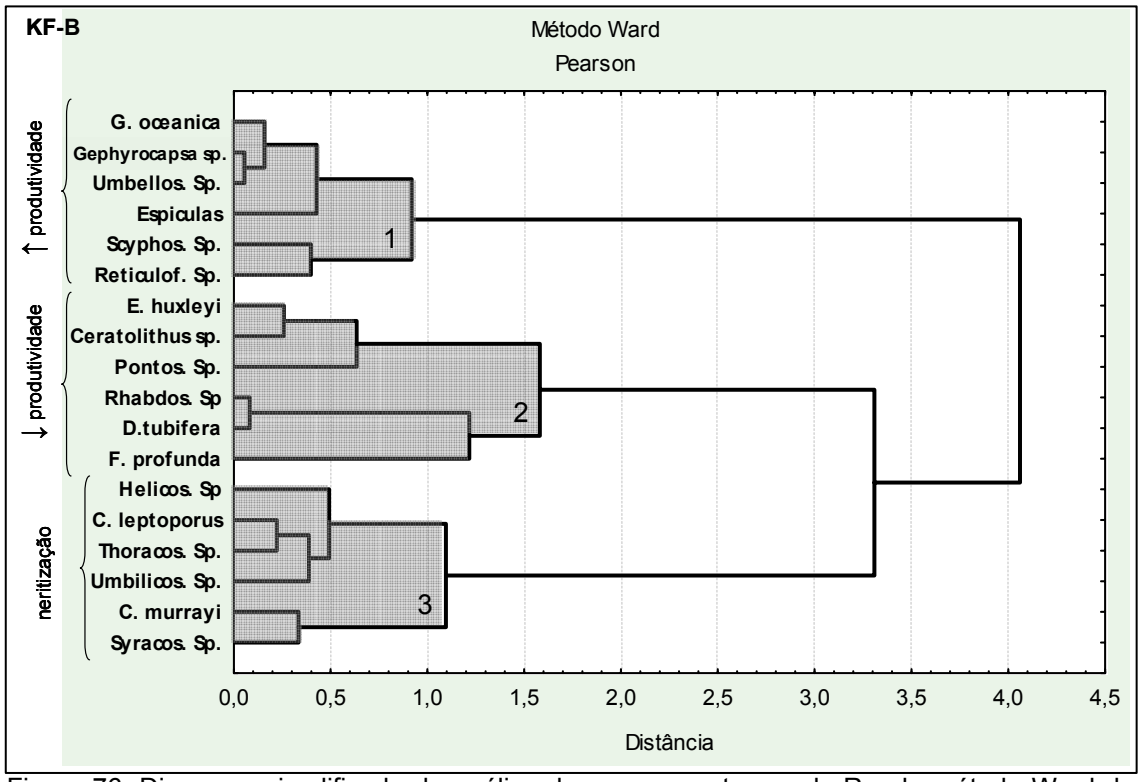

Figura 76: Diagrama simplificado da análise de agrupamentos modo-R pelo método Ward do KF-B com indicações referentes à interpretação dos agrupamentos (ver texto).

O agrupamento 1 relacionou espécies da zona fótica superior, associadas a maior produtividade superficial, exceto por *Scyphosphaera sp.*. Estas espécies demonstraram aumento em abundância no EIM 1. O agrupamento 2, por outro lado, selecionou espécies associadas a águas menos produtivas devido às condições mais estratificadas (elevadas temperaturas, termoclina e nutriclina profunda), o que foi demonstrado principalmente pela espécie *F. profunda.* As espécies do grupo 2 demonstraram maior abundância relativa durante o EIM 2, exceto *E. huxleyi*.

As espécies de nanofósseis calcários do agrupamento 3 apresentaram maior destaque no período transicional entre o EIM 2 e o EIM 1 e, logo após, uma tendência de declínio com o estabelecimento do Holoceno. Apenas *Thoracosphaera sp.* permaneceu constante.

Análise de Componentes Principais

A análise dos componentes principais modo-R foi aplicada aos dados quantitativos de nanofósseis calcários no intuito de adequar os índices de nutriente (IN) e temperatura (IT), propostos por Herrle (2003) e Herrle *et al.* (2003) com espécies do Cretáceo, para aplicação neste estudo. A análise modo-R se faz necessária, já que a intenção é determinar a variação de parâmetros ambientais a partir da variabilidade das espécies da nanoflora calcária (variáveis).

De acordo com os procedimentos descritos no capítulo anterior (seção 5.5) os resultados obtidos da análise de componentes principais estão demonstrados nas tabelas 7 (KF-A) e 8 (KF-B).

Para cada testemunho a análise de componentes principais gerou quatro agrupamentos, considerando apenas os autovalores >1,0. Os quatro grupos de componentes principais (CP) do KF-A são suficientes para explicar 70,6% da variância total dos dados. Os quatro CP do KF-B, por outro lado, explicam 89,1% da variância total. Estes valores são bem superiores aos reportados no trabalho original: 37,4% e 57,5% para cada um dos testemunhos então analisados. Acredita-se que o maior percentual de variância total alcançado no presente estudo permita inequivocamente, maior confiabilidade ao cálculo dos índices de nutrientes e de temperatura.

A escolha dos CP de maior afinidade com cada um dos parâmetros foi facilitada devido à semelhança nos agrupamentos do KF-A e KF-B. Os CP 1 de ambos os testemunhos foram escolhidos para determinar a produtividade das águas superficiais (IN), enquanto os CP 2 foram utilizados na determinação das variações de temperatura (IT) (tabelas 7 e 8).

Os CP 1 compreendem *G. oceanica, Gephyrocapsa sp.* e *E. huxleyi* como espécies indicadoras de maior produtividade superficial (cargas positivas), assim como a espécie *F. profunda* que indica menor produtividade superficial (carga negativa). Embora estes agrupamentos tenham selecionado outras espécies que também se relacionam com a produtividade, foram escolhidas apenas aquelas cuja preferência ecológica é consenso científico.

Tabela 7: Resultados da análise dos componentes principais (modo-R) do testemunho KF-A.

CP	Autovalor	Variância (%)	Variância Total Acumulada (%)	Espécies Principais	Carga >0,5	Espécies Associadas	Carga >0,4
1	5,8	32,2	32,2	***G. oceanica***	**0,80**	*Syracosphaera sp.*	0,41
				Umbellosphaera sp.	0,77	*Reticulofenestra sp.*	-0,44
				Scyphosphaera sp.	0,70		
				Gephyrocapsa sp.	**0,63**		
				U. sibogae	0,63		
				B. bigelowii	0,60		
				E. huxleyi	**0,53**		
				C. murrayi	0,53		
				F. profunda	**-0,92**		
				Thoracosphaera sp.	0,71		
				Espículas	0,70		
2	2,9	16,4	48,6	***Helicosphaera sp.***	**0,60**		
				C. murrayi	0,60		
				Pontosphaera sp.	-0,71		
				B. bigelowii	-0,60		
				R. clavigera	**-0,51**		
				Reticulofenestra sp.	**-0,51**		
3	2,1	11,6	60,2	*C. leptoporus*	0,70	*C. cristatus*	-0,47
				Syracosphaera sp.	-0,73		
4	1,9	10,3	70,6	*R. clavigera*	0,67	*E. huxleyi*	0,45
						G. oceanica	0,42
						C. cristatus	-0,46

Tabela 8: Resultados da análise dos componentes principais (modo-R) do testemunho KF-B.

CP	Autovalor	Variância (%)	Variância Total Acumulada (%)	Espécies Principais	Carga >0,5	Espécies Associadas	Carga >0,4
1	6,15	34,2	34,2	***Gephyrocapsa sp.***	**0,99**	*U. sibogae*	-0,42
				G. oceanica	**0,95**	*R.clavigera*	-0,40
				Umbellosphaera sp.	0,92	*D. tubifera*	-0,40
				Scyphosphaera sp.	0,72		
				Espículas	0,72		
				E. huxleyi	**0,70**		
				Reticulofenestra sp.	0,54		
				F. profunda	**-0,90**		
2	4,6	25,8	59,9	***C. leptoporus***	**0,97**	*D. tubifera*	0,46
				Thoracosphaera sp.	0,83	*C. murrayi*	0,40
				U. sibogae	0,76	*F. profunda*	-0,41
				R. clavigera	**0,64**		
				Helicosphaera sp.	**0,60**		
				Syracosphaera sp.	0,55		
				Espículas	0,50		
				Reticulofenestra sp.	**-0,55**		
3	3,6	19,9	79,9	*Syracosphaera sp.*	0,62	*Reticulofenestra sp.*	0,48
				C. cristatus	-0,93	*U. sibogae*	0,43
				Pontosphaera sp.	-0,73		
				E. huxleyi	-0,65		
				D. tubifera	-0,62		
				R. clavigera	-0,54		
4	1,6	9,2	89,1	*C.murrayi*	-0,82	*Thoracosphaera sp.*	0,46
						Reticulofenestra sp.	0,40
						Helicosphaera sp.	0,40
						Pontosphaera sp.	-0,40

Os CP 2 incluem as espécies adaptadas a ambientes mais aquecidos como *R.clavigera* e *Reticulofenestra sp.*, bem como *Helicosphaera sp.* e *C. leptoporus*, que se relacionam mais a ambientes de menor temperatura. Estas últimas espécies apresentaram cargas positivas, *Reticulofenestra sp.* cargas negativas e apenas *R. clavigera* apresentou carga negativa no KF-A, mas positiva no KF-B. A escolha das espécies para IT reportado em Herrle *et al.* (2003) demonstra um fato similar. No caso, duas espécies apresentaram tanto cargas positivas quanto negativas.

Os agrupamentos CP 3 e CP 4 de ambos os testemunhos não foram utilizados na interpretação ambiental.

Portanto, o índice de nutrientes e o índice de temperatura, tomam a seguinte forma:

$$IN = \frac{G.ocn + G\ sp. + E.hux}{F.\ prof + G.ocn + G\ sp. + E.hux} \times 100$$

$$IT = \frac{Helic + C.lept}{R.clav + Retic + Helic + C.lept} \times 100$$

onde ***G.ocn*** = *G. oceanica,* ***G sp****.* = *Gephyrocapsa sp.,* ***E.hux*** = *E. huxleyi,* ***F.prof*** = *F. profunda,* ***Helic*** = *Helicosphaera sp.,* ***C.lept*** = *C. leptoporus,* ***R.clav*** = *R. clavigera* e ***Retic*** = *Reticulofenestra sp.*.

A composição dos índices de nutriente e temperatura para amostras quaternárias do Atlântico Sul pôde ser validada, uma vez que a abordagem estatística e seus principais resultados se mostraram de acordo com aqueles apresentados em Herrle (2003) e Herrle *et al.* (2003). Além disso, os agrupamentos gerados neste estudo explicam uma maior parcela da variação total dos dados originais e isto supõe maior credibilidade aos resultados obtidos. Os

resultados da aplicação destes índices aos dados quantitativos de nanofósseis calcários deste estudo estão descritos na seção seguinte (6.5.).

Análise Fatorial

A análise fatorial foi aplicada com dois objetivos principais: 1) reduzir a dimensão dos dados composicionais multivariados, de forma que as informações mais importantes a respeito da variabilidade não fossem perdidas e assim, 2) explorar a influência dos principais parâmetros ambientais que atuaram com maior ou menor intensidade na composição da assembléia nanofossilífera durante os eventos deposicionais ao longo do período estudado (modo-Q).

A técnica de análise fatorial modo-Q (rotação Varimax) foi aplicada sobre os dados de abundância relativa (Anexo 1 e 2) dos dois testemunhos. Vários métodos de extração de fatores foram testados e todos apresentaram resultados muito próximos entre si.

A comunalidade foi elevada, quase sempre acima de 0,9. E, por isso, a similaridade percebida na aplicação dos diferentes métodos de fatoração pode ser atribuída a estes valores, já que de acordo com Parker e Arnold (1999) as comunalidades em torno de 1,0 produzem resultados muito parecidos a partir de todos os métodos de extração fatorial. Altos valores de comunalidade conferem alto grau de confiabilidade na análise de todas as amostras e variáveis (Toledo *et al.,* 1999).

Dada essa similaridade, optou-se por apresentar os resultados obtidos pelo método de extração de fatores de componentes principais, que é o método mais difundido. Os fatores com autovalor >1,0 foram considerados para a interpretação ambiental.

A análise fatorial modo-Q, para os dados do KF-A, extraiu 13 fatores, cujas variâncias acumuladas atingiram 100% (Tabela 9), no entanto apenas o primeiro fator teve autovalor maior que 1,0 e, sozinho, é suficiente pra explicar 98,8% da variabilidade da assembléia fossilífera. Portanto, o fator 1 deve ser interpretado

como a principal influência, na assembléia de nanofósseis calcários, para o período estudado.

Ainda que com autovalor menor que <1,0, o fator 2 também foi considerado para a interpretação ambiental, todavia não esquecendo que sua influência é secundária. Juntos, os fatores 1 e 2 explicam 99,5% da variância total.

Tabela 9: Fatores, autovalores, e suas variâncias para o testemunho KF-A.

Fatores	Autovalor	Variância (%)	Variância Total Acumulada (%)
1	15,8	98,8	98,8
2	0,12	0,7	99,5
3	0,04	0,3	99,8
4	0,015	0,1	99,9
5	0,007	0,04	99,9
6	0,003	0,02	99,9
7	0,002	0,01	99,9
8	0,0008	0,005	99,9
9	0,0005	0,003	99,9
10	0,0004	0,002	99,9
11	0,0002	0,001	99,9
12	0,00008	0,0005	99,9
13	0,00003	0,0002	100,0

De acordo com os dados da matriz de escores, gerada pela análise fatorial, pode-se observar que o fator 1 é completamente dominado por *F. profunda* (-3,9443). Para o fator 2 verificam-se os maiores escores para *G. oceanica* (2,5275), seguido por *Gephyrocapsa sp.* (2,1436) (Tabela 10). A matriz de escores revela quanto cada espécie contribui para cada um dos fatores extraídos.

As comunalidades indicam a eficiência das cargas fatoriais na explicação da variabilidade total e as cargas fatoriais expressam a proporção dos dois fatores em cada amostra do testemunho KF-A. A tabela 11 exibe as comunalidades e as cargas fatoriais dos fatores 1 e 2. Neste caso, a amostra 121 cm (20,9 mil anos) caracteriza o fator 1, pois esta amostra apresenta a maior carga do primeiro fator (0,8015) e, simultaneamente, a menor carga fatorial do fator 2 (0,5989). A amostra mais recente (0cm / 0,2 mil anos) foi a amostra padrão do fator 2, pois apresentou a maior carga para este fator (0,8014) e a menor para o fator 1 (0,5852).