

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

**Bioestratigrafia de Nanofósseis Calcários e Estratigrafia de Isótopos
(C e O) do talude médio, Quaternário, porção N da Bacia de
Campos, ES.**

Lucio Riogi Tokutake

**ORIENTADOR: Dra. Valesca Brasil Lemos
CO-ORIENTADOR: Dr. Felipe Antonio de Lima Toledo**

**BANCA EXAMINADORA: Dr. Luiz José Tomazelli
Dr. Rogerio Loureiro Antunes
Dra. Karen Badaraco Costa**

**Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito para obtenção do Título de Mestre
em Geociências.**

Porto Alegre – 2005

Tokutake, Lucio Riogi

Bioestratigrafia de Nanofósseis Calcários e Estratigrafia de Isótopos (C e O) do talude médio, Quaternário, porção N da Bacia de Campos, ES. /

Lucio Riogi Tokutake. – Porto Alegre : UFRGS, 2005.

[96 f.] 41 il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências.

Porto Alegre, RS - BR, 2005.

1. Estratigrafia. 2. Quaternário. 3. Bacia de Campos. 4. Bioestratigrafia. 5. Nanofósseis Calcários. 6. Isótopos Estáveis. 7. Espírito Santo. I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun CRB 10/1113

RESUMO

A Bacia de Campos, em sua porção norte, na parte sul da área oceânica confrontante ao Estado do Espírito Santo é uma área ainda pouco estudada e conhecida, principalmente no que se refere aos sedimentos quaternários em águas profundas. Foram escolhidos dois testemunhos do talude médio na área, nos quais foram realizadas amostragens para Bioestratigrafia de Nanofósseis Calcários e Estratigrafia de Isótopos (Carbono e Oxigênio).

Os resultados de Nanofósseis Calcários mostraram que a base do bioevento de acme de *Emiliana huxleyi* deve ser localizada em 74 mil anos BP na área, ao contrário do que foi proposto anteriormente. Os dados exibem também uma predominância absoluta de dois *taxa*: *Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp.

A Estratigrafia de Isótopos de Oxigênio indicou uma excelente correlação com os modelos, permitindo um bom balizamento com os estágios isotópicos de oxigênio existentes.

A integração da Bioestratigrafia de Nanofósseis Calcários e Estratigrafia de Isótopos podem explicar o comportamento dos *taxa* majoritários.

A correlação da abundância relativa de *E. huxleyi* e de $\delta^{18}\text{O}$ revelou-se boa, indicando influência da paleotemperatura na abundância deste *taxa*.

Os dados de Estratigrafia de Isótopos de Carbono mostraram uma concordância com as variações de abundância do gênero *Gephyrocapsa*, sugerindo que a disponibilidade de nutrientes mudou na área.

ABSTRACT

The Campos Basin north portion, in the south coast of Espírito Santo state is almost unknown and was not enough studied, specially the Quaternary Period in deep water. It was chosen two middle slope cores in this area. Samples were collected in these cores for Calcareous Nannofossil Biostratigraphy and Isotopic Stratigraphy (Carbon and Oxygen).

Calcareous Nannofossil results shows that the *Emiliana huxleyi* acme base is located at 74 kyr BP, instead of what was established previously in tropical regions. Calcareous Nannofossil data shows an absolute predominance of two *taxa*: *Emiliana huxleyi* and *Gephyrocapsa* spp.

Isotope Stratigraphy reveals an excellent correlation with models, allowing a good comparison with the oxygen isotopic stages.

The correlation between *E. Huxleyi* relative abundance and $\delta^{18}\text{O}$ indicates that the paleotemperature affected the *taxa* abundance.

The Carbon Isotope Stratigraphy data shows a good correlation with abundance variations of *Gephyrocapsa* spp *taxa*. Both indicate variations in the nutrients availability.

AGRADECIMENTOS

Na conclusão deste estudo, gostaria de agradecer a quem me ajudou a viabilizá-lo:

_À PETROBRAS, em particular à UN-ES/ATEX e à UN-ES/ATEX/LG, pela minha indicação para este mestrado e à UN-ES/ATP-JUB-CHT pela liberação do uso dos testemunhos analisados nesta dissertação.

_À Professora Valesca Lemos, pela paciência que teve comigo nesse tempo, me ensinando a redigir uma dissertação e não um relatório técnico como estava acostumado.

_Aos Geólogos Rogério Antunes, Marco Aurélio Vicalvi e Renato Kowsmann pela indicação do tema desta dissertação, em particular ao Kowsmann por ter me apresentado meu futuro co-orientador num momento crucial deste trabalho.

_Ao Professor Felipe Toledo por tudo o que aprendi durante nossas discussões, além da valorização do trabalho e do incentivo.

_À Técnica Química Vanda Mota da Fonseca pela preparação das lâminas de nanofósseis, sempre com muita atenção e buscando o melhor resultado.

_À estagiária e futura oceanógrafa Luana Lisboa pela triagem do material para isótopos.

_Ao Geólogo Luiz Carlos Veiga de Oliveira pelo encaminhamento das análises isotópicas.

_Ao Professor Luiz Fernando De Ros por me franquear os microscópios da Estratigrafia durante o trabalho.

_À equipe do pós, em particular o Paulo, o Carlos e o Lisandro, sempre dando uma mão e tanto para todos nós da Pós-Graduação em Estratigrafia.

_Aos meus pais, por toda dedicação que sempre tiveram comigo ao me ensinar o valor de estudar sempre.

_À minha família em Porto Alegre: a dona Leda e a dona Theresinha que sempre me acolheram tão calorosamente nesses anos todos.

_Aos amigos que sempre estão comigo, em todos os momentos.

SUMÁRIO

	Pag.
RESUMO	i
ABSTRACT	ii
AGRADECIMENTOS	iii
1 – INTRODUÇÃO	01
1.1 – Objetivos	03
1.2 – Área de estudo	05
1.3 – Trabalhos anteriores	07
1.4 – Abreviaturas utilizadas	10
1.5 – Materiais e Métodos	11
1.5.1 – Bioestratigrafia dos Nanofósseis Calcários	11
1.5.2 – Estratigrafia Química de Isótopos	11
2 – NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS	14
2.1 – Classificação Sistemática dos Nanofósseis Calcários	14
2.2 – Terminologia dos Nanofósseis Calcários	21
3 – BIOESTRATIGRAFIA	22
3.1 – Análise quantitativa dos Nanofósseis Calcários	22
3.2 – Arcabouço Bioestratigráfico	23
3.2.1 – Arcabouço Bioestratigráfico dos Foraminíferos Planctônicos	25
3.2.2 – Arcabouço Bioestratigráfico dos Nanofósseis Calcários	26
3.3 – Resultados bioestratigráficos	32
3.3.1 – Testemunho A	33
3.3.2 – Testemunho B	39

4 – ESTRATIGRAFIA QUÍMICA DE ISÓTOPOS	45
4.1 – Considerações teóricas	45
4.1.1 – Isótopos de Oxigênio	47
4.1.2 – Isótopos de Carbono	49
4.2 – Resultados isotópicos	50
4.2.1 – $\delta^{13}\text{C}$	50
4.2.2 – $\delta^{18}\text{O}$	52
5 – DISCUSSÃO DOS DADOS	57
5.1 – Limite F/G	57
5.2 Condições de disponibilidade de nutrientes	60
5.2.1. – Abundância de Nanofósseis Calcários x $\delta^{13}\text{C}$	60
5.2.2. – Paleo Rio Paraíba do Sul	66
5.3 Evento de resfriamento rápido na base do Estágio 1	70
6 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES	73
REFERÊNCIAS	76
ANEXO A	81
ANEXO B	86

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

	Pág.
Fig. 1.1 – Mapa das bacias sedimentares do Brasil	02
Fig. 1.2 – Mapa da batimetria da Bacia de Campos e localização da área de estudo	04
Fig. 1.3 – Mapa da fisiografia da área de estudo e localização dos testemunhos	06
Fig. 1.4 – Diagrama do empilhamento e distribuição espacial das fácies sedimentares quaternárias da Bacia de Campos.	08
Fig. 1.5 – Coluna estratigráfica da Bacia de Campos	09
Fig. 1.6 – Método de preparação de lâminas de Nanofósseis Calcários	12
Fig. 3.1 – Faciologia e datações de Foraminíferos Planctônicos dos testemunhos	24
Fig. 3.2 – Arcabouço bioestratigráfico de Nanofósseis Calcários do Quaternário	27
Fig. 3.3 – Faciologia e datações de Nanofósseis Calcários dos testemunhos	29
Fig. 3.4 – Faciologia e datações pelos dois métodos do Testemunho A	30
Fig. 3.5 – Faciologia e datações pelos dois métodos do Testemunho B	31
Fig. 4.1 – Variação do $\delta^{18}\text{O}$ nos períodos glaciais x interglaciais	48
Fig. 4.2 – Curva de $\delta^{18}\text{O}$ obtida no Testemunho B comparada com a de Damuth <i>et. al.</i> (1987)	53
Fig. 5.1 – Mapa da fisiografia e dos paleocanais da área de estudo	67
Fig. 5.2 – Mapa da fisiografia da área da foz do Rio Paraíba do Sul	68
Fig. 5.3 – Mapa da área da foz do Paleo-Rio Paraíba do Sul	69

ÍNDICE DOS GRÁFICOS

Gráficos	Pág.
Graf. 3.1 – Percentual de <i>E. huxleyi</i> x <i>Gephyrocapsa</i> spp. em profundidade no Testemunho A	34
Graf. 3.2 – Percentual de <i>E. huxleyi</i> x <i>Gephyrocapsa</i> spp. em tempo no Testemunho A	35
Graf. 3.3 – Abundância de Nanofósseis Calcários em profundidade no Testemunho A	36
Graf. 3.4 – Abundância de Nanofósseis Calcários em tempo no Testemunho A	37
Graf. 3.5 – Somatória de <i>E. huxleyi</i> e de <i>Gephyrocapsa</i> spp. em profundidade no Testemunho A	38
Graf. 3.6 – Percentual de <i>E. huxleyi</i> x <i>Gephyrocapsa</i> spp. em profundidade no Testemunho B	40
Graf. 3.7 – Percentual de <i>E. huxleyi</i> x <i>Gephyrocapsa</i> spp. em tempo no Testemunho B	41
Graf. 3.8 – Abundância de Nanofósseis Calcários em profundidade no Testemunho B	42
Graf. 3.9 – Abundância de Nanofósseis Calcários em tempo no Testemunho B	43
Graf. 3.10 – Somatória de <i>E. huxleyi</i> e de <i>Gephyrocapsa</i> spp. em profundidade no Testemunho B	44
Graf. 4.1 – Curvas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidas no Testemunho B	51
Graf. 4.2 – Estágios de $\delta^{18}\text{O}$ segundo Martinson <i>et. al.</i> (1987) e suas idades absolutas	54
Graf. 4.3 – Estágios de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos no Testemunho B	55
Graf. 4.4 – Estágios de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos no Testemunho B x abundância de Nanofósseis Calcários	56
Graf. 5.1 – Percentual de <i>E. huxleyi</i> e <i>Gephyrocapsa</i> spp. x Estágios de $\delta^{18}\text{O}$ no Testemunho B	58
Graf. 5.2 – Percentual de <i>E. huxleyi</i> e <i>Gephyrocapsa</i> spp. x Estágios de $\delta^{18}\text{O}$ no Testemunho A	59
Graf. 5.3 – Abundância de Nanofósseis Calcários x $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$	61
Graf. 5.4 – Percentual de <i>E. huxleyi</i> e <i>Gephyrocapsa</i> spp. x $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$	62

Graf. 5.5 – Percentual de <i>Gephyrocapsa</i> spp. x $\delta^{13}\text{C}$	64
Graf. 5.6 – Percentual de <i>E. huxleyi</i> x $\delta^{18}\text{O}$	65
Graf. 5.7 – Possível <i>Younger Dryas</i>	72

ÍNDICE DAS TABELAS

	Pág.
Tab. 1.1 – Localização, lâmina d'água e comprimento dos testemunhos	05
Tab. 2.1 – Terminologia dos Nanofósseis Calcários	21
Tab 3.1 – Idades absolutas atribuídas ao início do bio–evento de acme de <i>E. huxleyi</i>	28
Tab 3.2 – Localização dos testemunhos utilizados por Thierstein <i>et. al.</i> (1977)	32

ÍNDICE DOS ANEXOS

	Pág.
ANEXO A – Tabelas de contagem dos microfósseis	81
Tabela 1 – Distribuição dos Nanofósseis Calcários do Testemunho A em 300 fósseis.	82
Tabela 2 – Distribuição dos Nanofósseis Calcários do Testemunho A em 5 campos de visão.	83
Tabela 3 – Distribuição dos Nanofósseis Calcários do Testemunho B em 300 fósseis.	84
Tabela 4 – Distribuição dos Nanofósseis Calcários do Testemunho B em 5 campos de visão.	85
ANEXO B – Fotografias	86
Legenda da Estampa 1	87
Estampa 1	88
Legenda da Estampa 2	89
Estampa 2	90
Legenda da Estampa 3	91
Estampa 3	92
Legenda da Estampa 4	93
Estampa 4	94
Legenda da Estampa 5	95
Estampa 5	96

Para Kiti,

Minha esposa, parceira, companheira e amiga.

Uma pessoa com quem sempre discuto de tudo, apesar dela não saber Geologia e eu não entender de ballet....

Erros like straws, upon the surface flow;

He who would search for pearls must dive below.

John Dryden, (*All for love*, 1678)

1. INTRODUÇÃO

A PETROBRAS vem desenvolvendo estudos de Geologia Marinha, na Bacia de Campos, em sua porção Central e Sul – área oceânica confrontante ao Estado do Rio de Janeiro – para estudos geotécnicos, dando suporte à produção dos campos de hidrocarbonetos descobertos, tanto em águas rasas, como mais recentemente, em águas profundas. Em outras áreas, são realizados estudos esporádicos, por não haver descobertas que os justifique.

A partir de 2001, na porção Norte da Bacia de Campos, na área confrontante ao estado do Espírito Santo (vide fig. 1.1), o sucesso exploratório abriu uma nova frente, com o início dos trabalhos de Geologia Marinha, em águas profundas.

O presente trabalho visa aumentar o conhecimento do Quaternário da área, em Bioestratigrafia de Nanofósseis Calcários e Estratigrafia de Isótopos, a partir de amostras coletadas em dois testemunhos recuperados na área, coletados por *piston corer*.

Objetivou-se, também, testar a correlação entre o limite Y/X de Foraminíferos Planctônicos e a base do bio-evento de acme de *Emiliana huxleyi*. O limite foi posicionado em 84 mil anos para Foraminíferos Planctônicos, por Ericson & Wollin (1968), e 85 mil para Nanofósseis Calcários, por Thierstein *et. al.* (1977) e Antunes (1994).

Para diferenciar as populações de Nanofósseis Calcários e explicar os diferentes comportamentos dos *taxa* observados, realizou-se análise quantitativa destes microfósseis.

Para uma boa compartimentação da seção amostrada foi utilizada a Estratigrafia de Isótopos (Carbono e Oxigênio) os quais podem balizar as bruscas variações de temperatura que ocorreram no Quaternário (vide capítulo 4).



Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo com os testemunhos e a batimetria da porção norte Bacia de Campos (Fonte: SIGEO - Banco de Dados Digital da Exploração - PETROBRAS).

A integração dos dados de Bioestratigrafia de Foraminíferos Planctônicos e Estratigrafia de Isótopos de Carbono e Oxigênio com os de Nanofósseis Calcários permitiu perceber as tendências das distribuições dos *taxa* *Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. Entretanto, certos comportamentos de alguns *taxa* não foram devidamente explicados apenas pelos resultados da Estratigrafia Isotópica. No capítulo 5 buscou-se confrontar estudos paleoclimáticos e paleoceanográficos prévios, com dados bio e quimioestratigráficos e explicar as variações das populações de Nanofósseis Calcários.

1.1 Objetivos

- a) Testar a aplicação da Bioestratigrafia de Nanofósseis Calcários e de Estratigrafia de Isótopos (C, O) na área.
- b) Testar a correlação entre o limite X/Y (foraminíferos planctônicos) e base do bio-evento de acme de *Emiliana huxleyi* (Nanofósseis Calcários).
- c) Explicar as variações de abundância dos *taxa*: *Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. e confrontá-las aos estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos existentes.

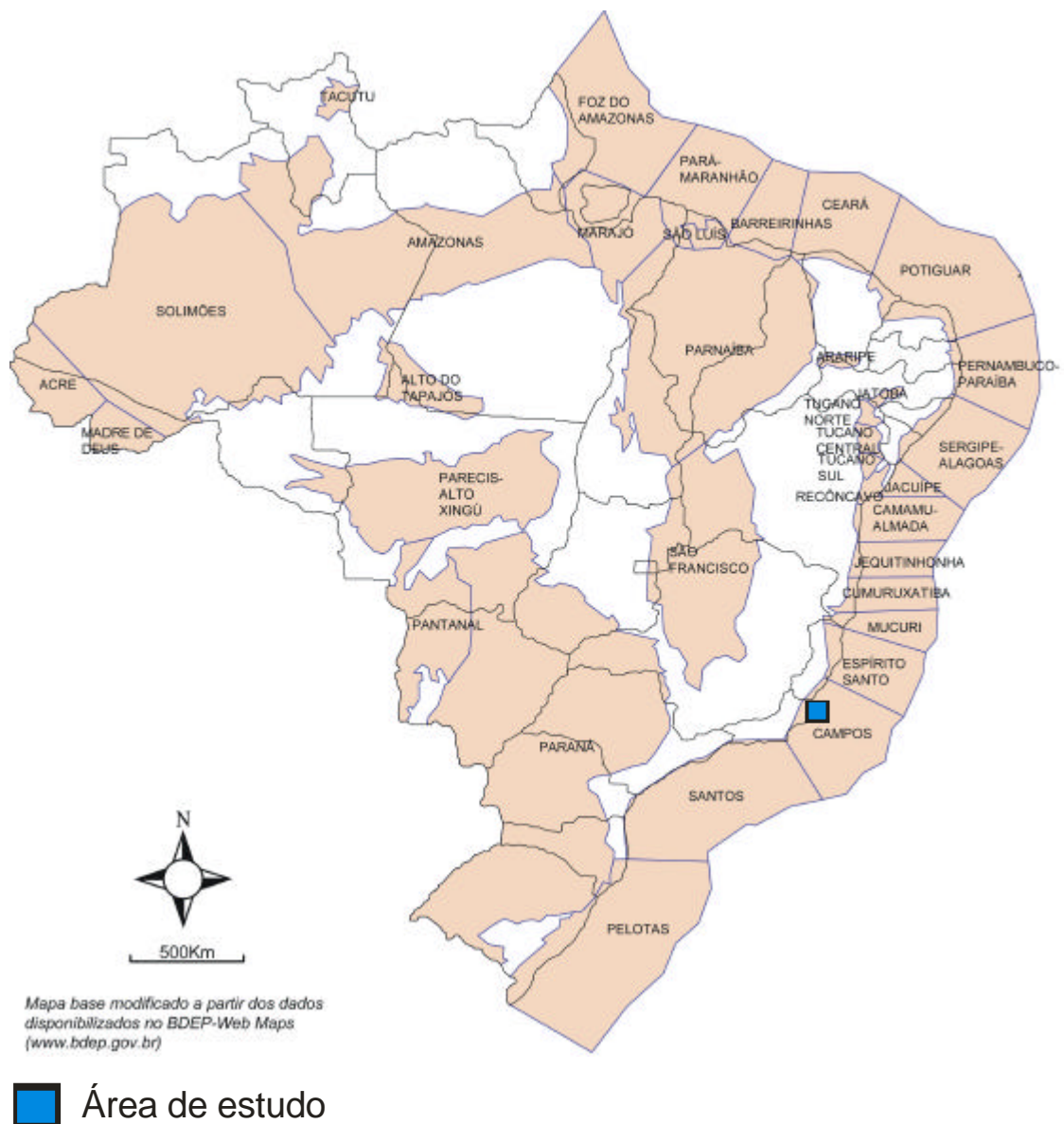


Figura 1.2 - Mapa de localização das bacias brasileiras e posição da área de estudo.

1.2 Área de estudo

A Bacia de Campos (fig. 1.2) está situada na porção sudeste da costa brasileira, entre os paralelos 20,5° e 23° Sul (Rangel *et. al.* 1994), ocupando uma área de cerca de 100.000 km² até a profundidade de 3.400m. O Alto de Vitória corresponde ao seu limite norte, e o Alto de Cabo Frio, ao seu limite sul, abrangendo a área oceânica confrontante ao sul capixaba e o norte fluminense. Sua origem tem relação com a quebra do supercontinente Gondwana, iniciada no Cretáceo inferior, como resultado da separação entre a América do Sul e a África (Asmus & Porto, 1972).

A área estudada está na porção Norte da Bacia de Campos, na parte sul da costa do Estado do Espírito Santo, cerca de 75 km da linha de costa (fig. 1.1), no talude continental. Foram estudados dois testemunhos, cuja localização está na tabela 1.1 e fig. 1.1.

Tabela 1.1 - Localização, lâmina d'água e comprimento dos testemunhos estudados.

Testemunho	Latitude	Longitude	Lâmina d'água (m)	Comprimento (m)
A	21° 15' 22,5"	40° 02' 36,2"	1279	19,75
B	21° 09' 47,6"	39° 57' 14,3"	1503	16,90

O talude na área estudada é estreito e tem relevo entrecortado apresentando uma declividade suave (0~3°). Está inteiramente recoberto por *drape*, de cerca de 30~40 milissegundos. Estes recobrem, com espessura homogênea de cerca de 20 metros, depósitos arenosos associados a feições de paleodrenagem, em subsuperfície, como pode ser visto próximo ao Testemunho A, na fig. 1.3. Na parte sul da Bacia de Campos o talude é largo e pouco inclinado, a costa e a plataforma continental sofrem uma repentina mudança em sua orientação, passando de um alinhamento N-S ao norte do Cabo de São Tomé para NE-SW até Cabo Frio, ao sul do qual assume direção E-W.

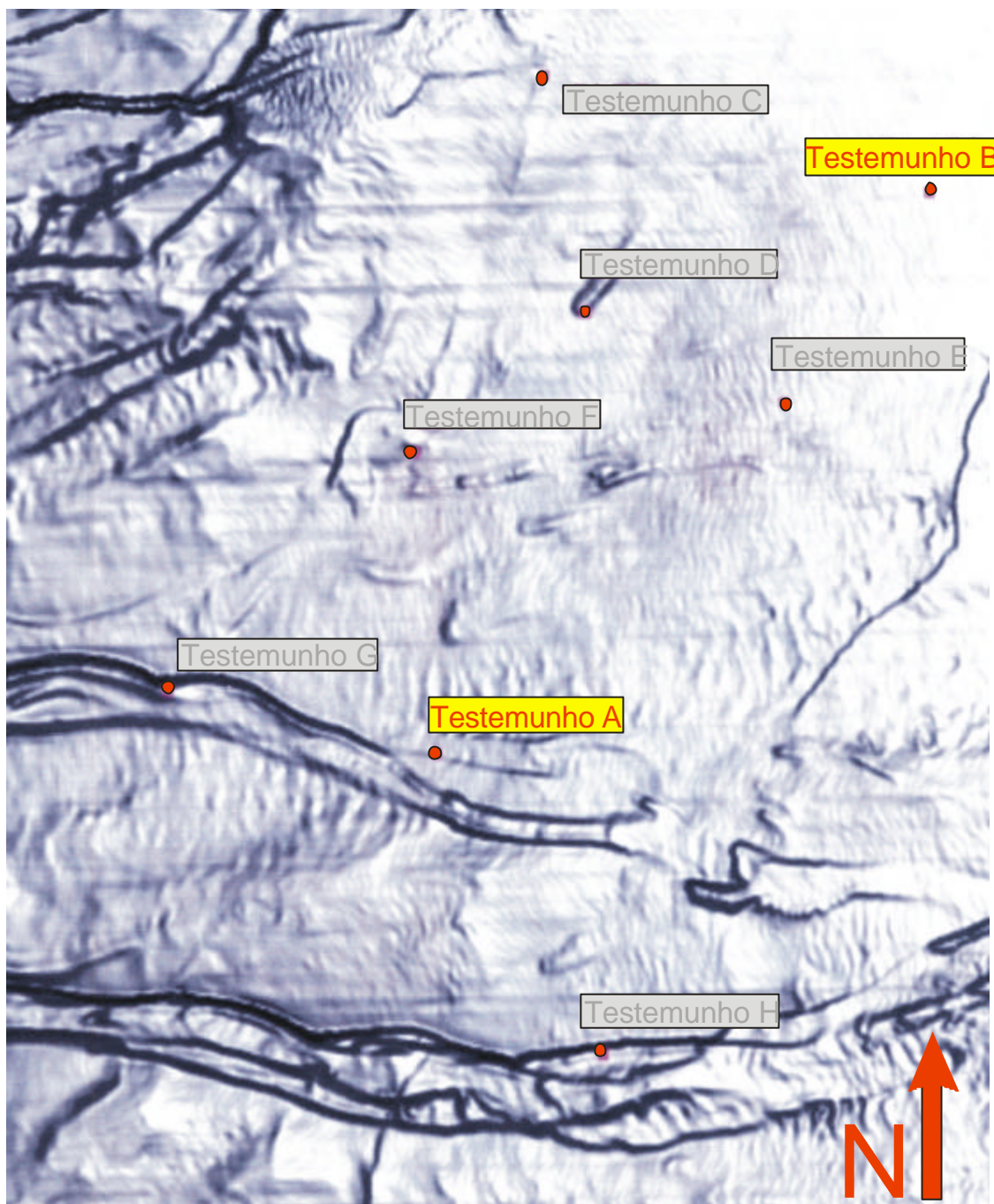


Figura 1.3 - Localização dos testemunhos na morfologia de fundo obtida através de sísmica 3D (edge) na área de estudo. Modificado de Kowsmann e Vicalvi (2003) fig. 1.

Em regiões mais afastadas da costa, podem ser observadas áreas onde se desenvolveram *canyons* submarinos, ou seja, canais que levavam os sedimentos de regiões mais rasas para o fundo do oceano (vide fig. 1.4).

1.3 Trabalhos anteriores

A porção Norte da Bacia de Campos, em águas profundas, foi muito pouco estudada pelos poucos atrativos econômicos que justificassem seus custos. Esse cenário modificou-se com a descoberta de hidrocarbonetos ao norte do Cabo de São Tomé, determinando estudos de detalhe naquela parte da bacia.

Em Machado *et. al.* (2004), encontra-se um resumo dos trabalhos da PETROBRAS realizados na área e uma boa revisão sobre a geologia do Quaternário, enfocando a morfologia do sistema turbidítico.

Os raros dados disponíveis para consulta pública são os estudos ambientais dos EIA/RIMA dos campos de petróleo. As bases de dados sobre a geologia da área foram o RIMA do campo de Albacora Leste (HABITEC 2002) e o EIA/RIMA do campo de Jubarte (CEPEMAR 2004). Notou-se que tais trabalhos apresentam muitos dados referentes à área do norte fluminense, mas são muito pobres em relação ao sul capixaba.

Sobre Nanofósseis Calcários do Quaternário devem ser destacados os trabalhos de Okada & Honjo (1973, 1975), Gartner (1977), Thierstein *et. al.* (1977) e Antunes (1994). O único trabalho sobre Nanofósseis Calcários do Quaternário na área oceânica confrontante ao Espírito Santo, em águas profundas, foi realizado por Toledo (2000).

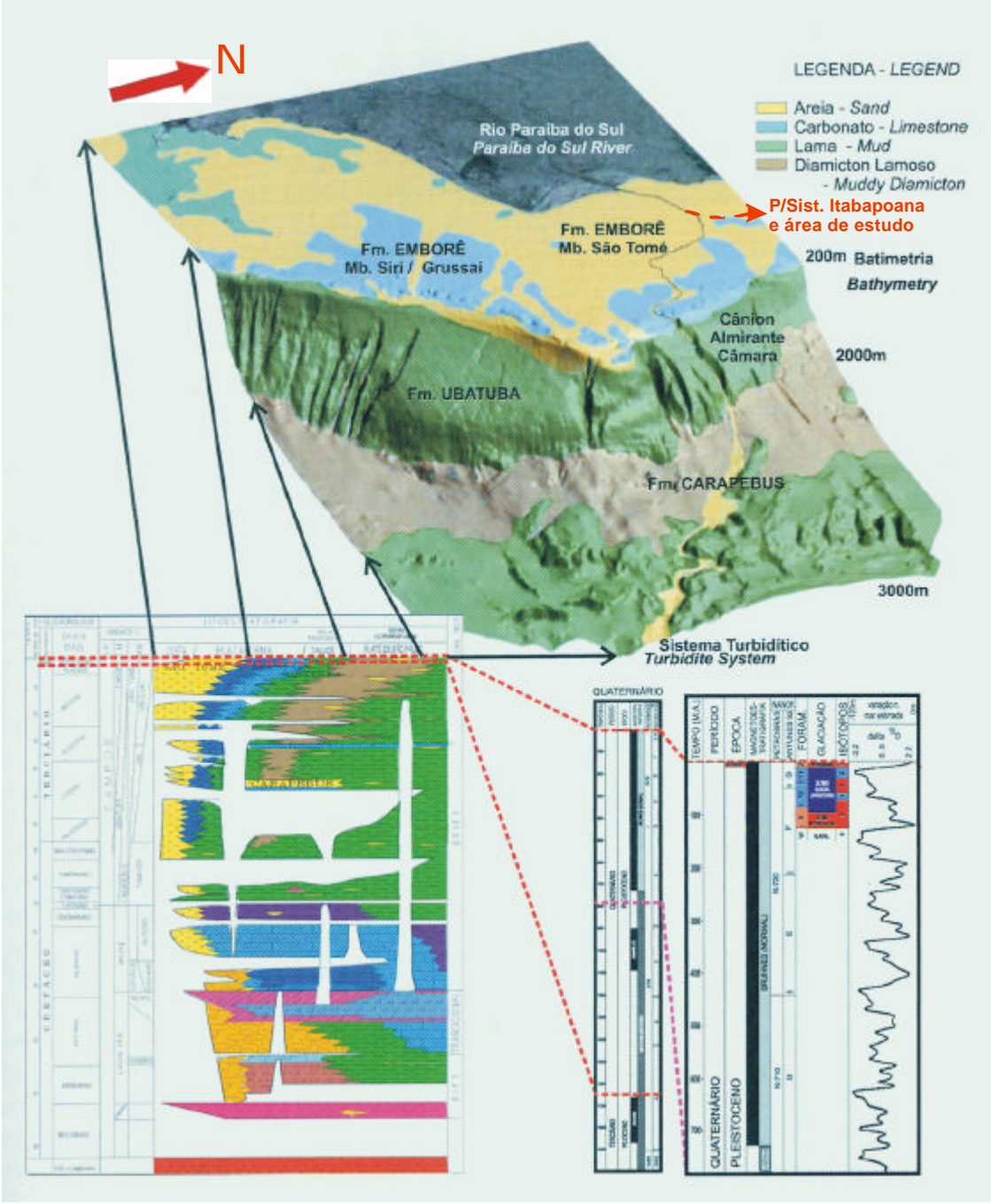


Figura 1.4 - Diagrama exibindo o empilhamento e distribuição espacial das fácies sedimentares superficiais na porção média da Bacia de Campos. A área de estudo está fora do mapa, para o norte. (Modificado de Machado *et. al.*, 2004, fig. 1 pag. 289).

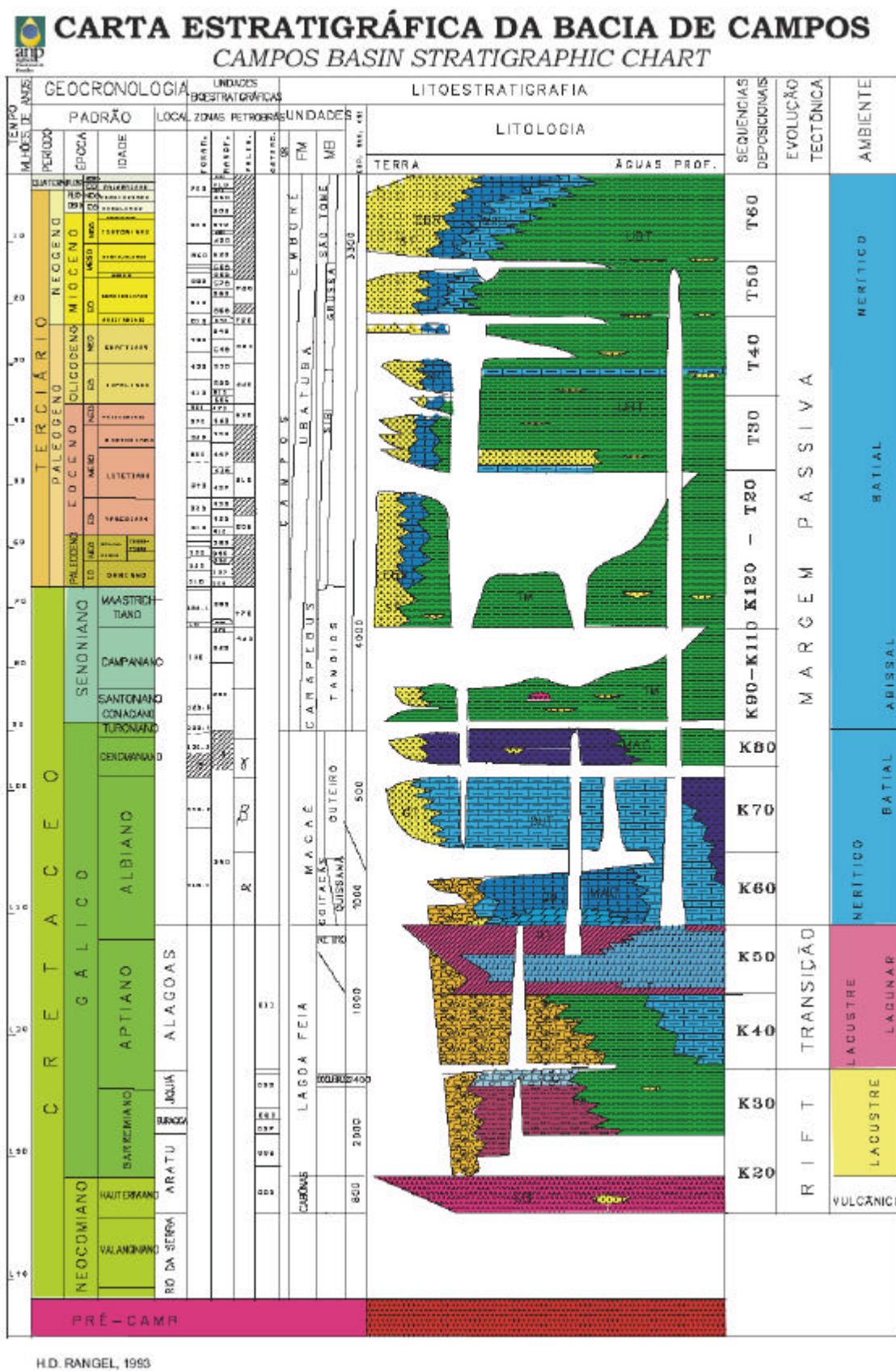


Figura 1.5 - Carta Estratigráfica da Bacia de Campos. (Fonte: ANP, modificado de H. D. Rangel, 1993).

1.4 Abreviaturas utilizadas

BP – (*Before Present*) Todas as idades citadas nesta dissertação estão expressas em BP, ou seja, em relação ao presente. Não confundir com idades BC (*before Christ*), antes de Cristo, AC em português.

CENPES – Centro de Pesquisas Leopoldo Miguez da PETROBRAS

DRAPE – cobertura de sedimentos hemipelágicos constituídos de margas e lamas ricas em carbonato, acusticamente transparentes denotam uma sedimentação homogênea e não perturbada após a deposição.

EIA – Estudo de Impacto Ambiental. É a execução de estudos técnicos científicos realizados por equipe multidisciplinar, destinados a analisar sistematicamente as conseqüências ambientais decorrentes do planejamento, da implantação, da operação, da ampliação e da desativação de um determinado empreendimento ou atividade. Esse estudo deve realizar uma identificação prévia dos impactos, da predição dos efeitos a partir da avaliação, análise ou valoração dos impactos ambientais.

INA – (*International Nannoplankton Association*) Associação dos cientistas interessados no nanoplâncton vivente ou fóssil.

LGM – (*Last Glacial Maximum*) Último máximo glacial.

MEV – Microscopia eletrônica de varredura.

MO – Microscopia ótica.

RIMA – Relatório de Impacto Ambiental. É o documento que apresenta, de forma resumida e em linguagem acessível, os resultados do EIA para serem apreciados pelos grupos sociais interessados e por todas as instituições envolvidas na tomada de decisão. Deve ser disponibilizado à sociedade, resguardado o sigilo industrial, e discutido em audiência pública, quando for o caso.

1.5 Materiais e Métodos

1.5.1 Bioestratigrafia de Nanofósseis Calcários

As amostras foram coletadas na PETROBRAS, na cidade de Macaé – RJ, onde os testemunhos estão armazenados, totalizando 66 amostras no Testemunho A e 60 amostras no Testemunho B. Foram repetidos os mesmos pontos da amostragem realizada por Kowsmann & Vicalvi (2003) para Foraminíferos Planctônicos, para garantir que o efeito da amostragem não interferisse na correlação dos métodos bioestratigráficos.

As amostras foram processadas no Laboratório de Geologia da PETROBRAS na cidade de São Mateus – ES. A preparação seguiu a metodologia padrão empregada na PETROBRAS, descrita em Antunes, 1998 (vide fig. 1.6).

A análise das lâminas preparadas foi realizada no Departamento de Paleontologia e Estratigrafia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Foram utilizados microscópios óticos petrográficos binoculares de luz transmitida Leitz Laborlux 12 (para o Testemunho A) e Aristomet (para o Testemunho B), equipados com lentes oculares de 10x e lentes objetivas de 40x e 100x.

1.5.2 Estratigrafia de Isótopos (Carbono e Oxigênio)

Nas análises foram utilizadas testas de Foraminíferos Planctônicos *Globigerinoides ruber* variedade *white* do Testemunho B. O *taxon* utilizado foi escolhido por ser abundante em toda a seção, viver próximo à superfície e, principalmente, por calcificar sua testa em equilíbrio isotópico de oxigênio com a água do mar (Deuser 1987, *apud*. Toledo, 2000). Tais características levam-no a ser uma das espécies mais utilizadas em reconstruções paleoambientais em latitudes tropicais e subtropicais.

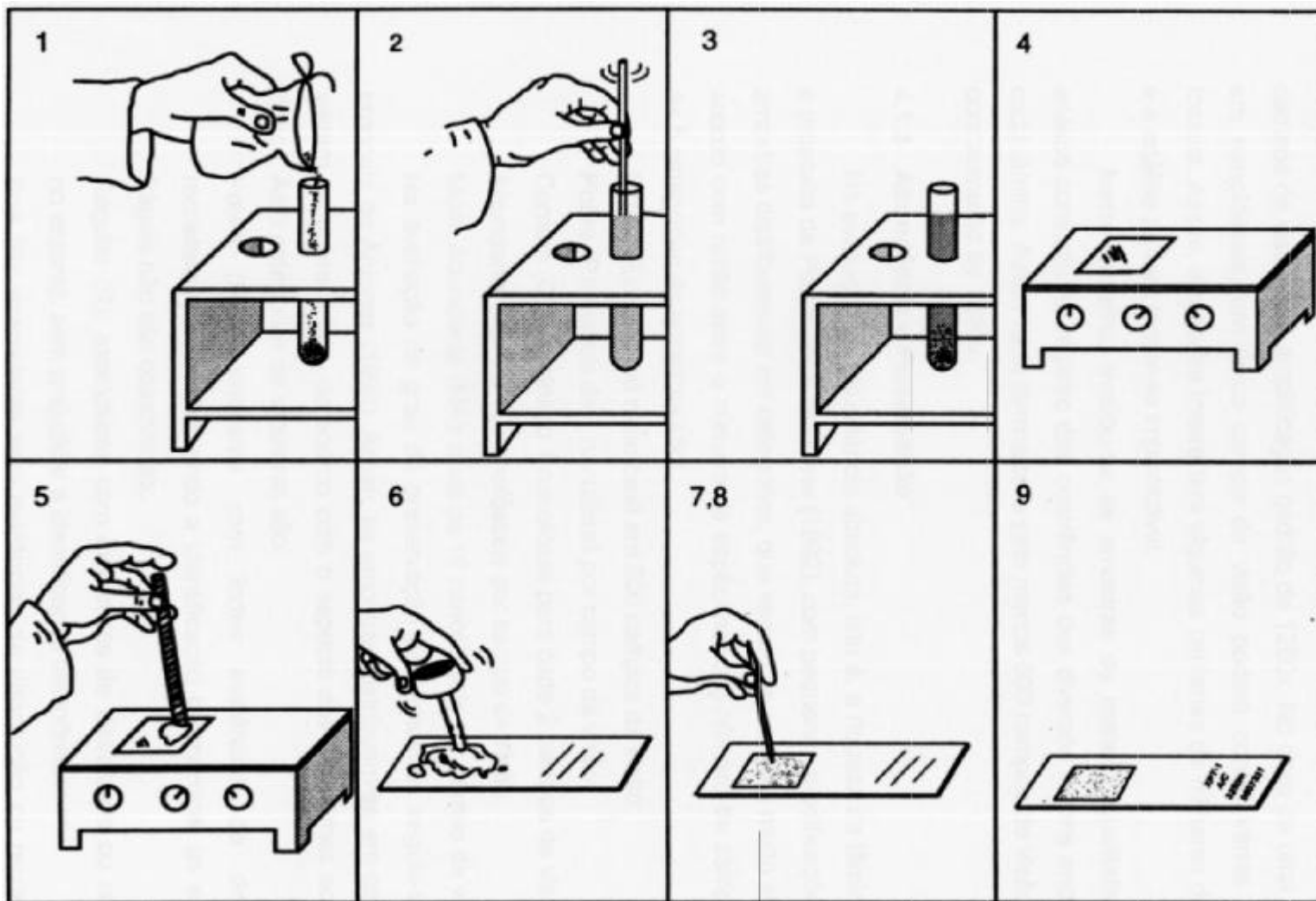


Fig. 1.6 - Etapas do processamento de amostras para a recuperação dos nanofósseis calcários destinados a observação ao MO. (1 e 2) desagregação e diluição da amostra; (3) solução em repouso por 7 minutos; (4) preparação da lamínula; (5) transferência de 3 a 4 gotas da solução para a lamínula; (6) preparação da lamínula; (7 e 8) colagem e (9) identificação da lâmina. (Fonte: Antunes, 1998, fig. 8, pag. 182, v. 2).

O Testemunho B foi o escolhido para aplicação de tal metodologia, porque apresenta uma seção mais ampla, sendo o único que atinge a biozona W de Foraminíferos Planctônicos.

Evitou-se a análise isotópica em rocha-total, pois seus resultados poderiam refletir a história diagenética de processos pós-deposicionais.

A amostragem em 50 pontos foi distribuída, com adensamento nos contatos tanto litológicos como os de biozonas de Foraminíferos Planctônicos, chegando ao espaçamento mínimo de 5 cm entre amostras. Em pontos de litologia e biozonas de Foraminíferos Planctônicos homogêneas chegou a 50 cm entre amostras.

As amostras de 20 gramas foram lavadas, peneiradas e retidas na fração maior que 250 *micra*. Posteriormente foram triadas na PETROBRAS, em Vitória - ES.

As análises foram realizadas pelo Setor de Geoquímica Orgânica do Centro de Pesquisas Leopoldo Miguez (CENPES) da PETROBRAS. O sistema disponível é o **Kiel** de preparo automático de amostras, acoplado a um espectrômetro de massa **Finnigan MAT-252**.

2. NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS

Cocolitoforídeos formam o principal componente micro e nanoplanctônico do oceano e um dos principais produtores primários do mar aberto. Deste modo eles podem ser considerados um bom índice de produtividade primária do mar aberto (Brummer & van Eijden, 1992).

Por sua riqueza e abundância são muito úteis para estudos bioestratigráficos.

2.1 Classificação Sistemática de Nanofósseis Calcários

A classificação sistemática aqui apresentada abrange os *taxa* reconhecidos na área e seguem as definições de Jordan *et. al.* (2004), complementado por Jordan *et. al.* (2000), Jordan (2002) e Perch-Nielsen (1985). Na descrição dos Nanofósseis Calcários foram consultados Toledo *et. al.* (2002) e Gonçalves (1989).

Divisão: *Haptophyta* (Edwardsen & Eikrem) Hibberd (1972)

Classe: *Prymnesiophyceae* Hibberd emend. Cavalier-Smith (1996)

Ordem: *Coccolithales* Schwarz emend. Edwardsen & Eikrem (2000)

Família: *Calcidiscaceae* Young & Bown (1997)

Gênero: *Calcidiscus* Kamptner (1950)

Espécie: *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman, 1898) Loebich & Tappan (1978)

Anexo B - Estampa 2, fig. 9 e 10.

Descrição

Placolito circular. Quando visto em luz transmitida possui dois escudos unidos por um colar central. O escudo interno é pequeno e o escudo externo apresenta-se como uma placa circular convexo-côncava. Sob luz polarizada, mostra uma figura de interferência que gira levemente.

Gênero: *Umbilicosphaera* Lohmann (1902)
Espécie: *Umbilicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse, 1901) Gartner (1970)
 Anexo B - Estampa 4, fig. 6 e 7.

Descrição

Placolito circular, simétrico, composto por dois escudos conectados por um tubo largo e curto. A área central apresenta uma grande abertura circular.

Família: *Coccolithaceae* (Poche) Young & Bown (1997)

Gênero: *Coccolithus* Schwarz (1894)

Espécie: *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877)
 Schiller (1930)

Anexo B - Estampa 2, fig. 11 e 12.

Descrição

Ao microscópio ótico, sob luz polarizada, com nicóis cruzados, o cocolito apresenta forma elíptica com dois escudos. O escudo distal é composto por elementos radiais imbricados e com os eixos “c” quase perpendiculares ao plano do escudo.

Ordem: *Syracosphaerales* Hay emend. Young & Bown (1997)

Família: *Syracosphaeraceae* (Lohmann) Lemmermann (1903)

Gênero: *Syracosphaera* Lohmann (1902)

Espécie: *Syracosphaera histrica* Kamptner (1941)

Descrição

Cocolito elíptico com borda larga e estrutura central composta por elementos delgados.

Família: *Calciosoleniaceae* Kamptner (1937)

Gênero: *Calciosolenia* (Gran) Young *et. al.* (2003)

Espécie: *Calciosolenia murray* Gran (1912)

Anexo B - Estampa 2, fig. 7 e 8.

Descrição

Corpo losangular apresentando contorno romboédrico visível ao microscópio ótico sob luz transmitida e sob luz polarizada, com nicóis cruzados.

Família: *Rhabdosphaeraceae* Haeckel (1894)

Gênero: *Rhabdosphaera* Haeckel (1894)

Espécie: *Rhabdosphaera clavigera* Murray & Blackman (1898)

Anexo B - Estampa 2, fig. 5 e 6.

Descrição

Escudo sobreposto por uma haste longa com forma de trombeta, com placa basal subcircular a circular e haste claviforme. Ao microscópio ótico, sob luz polarizada, apresenta a haste totalmente iluminada quando paralela ao plano de polarização, sendo que a 45° apresenta-se extinta com a placa basal iluminada.

Ordem: *Zygodiscales* Young & Bown (1997)

Família: *Helicosphaeraceae* Black emend. Jafar & Martini (1975)

Gênero: *Helicosphaera* Kamptner (1954)

Espécie: *Helicosphaera carteri* (Wallich, 1877) Kamptner (1954)

Subespécie: *Helicosphaera carteri var. wallichii* (Lohmann, 1902) Theodoridis (1984)

Anexo B - Estampa 4, fig. 12.

Descrição

Variedade de *H. carteri* com abertura central normalmente inclinada na direção do eixo principal. Ao microscópio ótico, apresenta figura de interferência sem borda ótica.

Família: *Pontosphaeraceae* Lemmermann (1908)

Gênero: *Pontosphaera* Lohmann (1902)

Anexo B - Estampa 4, fig. 5.

Descrição

Corpos calcários elípticos com borda larga que apresentam uma forte birrefringência. A área central tem numerosas perfurações.

Gênero: *Scyphosphaera* Lohmann(1902)
Anexo B - Estampa 4, fig. 10 e 11.

Descrição

Corpos em forma de urna, paredes altas e curvas que se afastam da base para a abertura no topo.

Ordem: *Isochrysidales* Pascher emend. Edvardsen & Eikrem (2000)
Família: *Noelaerhabdaceae* (Jerkovic) Young & Bown (1997)
Gênero: *Emiliana* Hay & Mohler (1967)
Espécie: *Emiliana huxleyi* (Lohmann, 1902) Hay & Mohler (1967)
Anexo B - Estampa 2, fig. 3 e 4.

Descrição

Apresenta forma elíptica diminuta ao MO.

Gênero: *Gephyrocapsa* Kamptner (1943)

Descrição

Placolito elíptico com dois escudos côncavo-convexos quando observados em luz transmitida. O escudo distal é levemente maior do que o escudo proximal. A área central é elíptica com uma barra composta por dois espinhos que se originam nos lados opostos da mesma, estando posicionada perpendicularmente ao eixo maior do placolito.

A diagnose das espécies dentro do gênero *Gephyrocapsa* é bastante controversa e confusa, de acordo com os diversos autores, como Perch-Nielsen (1985), Hine & Weaver (1998) e Flores *et. al.* (1999), não só na definição das espécies, como

também para período de ocorrência das diversas espécies. Algumas definições são viáveis somente com análise em MEV. No presente trabalho foi utilizada a proposta de Hine & Weaver (1998).

Espécie: *Gephyrocapsa muelleare* Bréhéret (1978)

Descrição

Orientação da barra diagonal (5° a 45° em relação ao eixo maior).

Espécie: *Gephyrocapsa oceanica* Kamptner (1943)
Anexo B - Estampa 3, fig. 1 a 9.

Descrição

Orientação da barra diagonal (43° a 70° em relação ao eixo maior).

Espécie: *Gephyrocapsa paralela* Hay & Beaudry (1973)
Anexo B - Estampa 4, fig. 4.

Descrição

Orientação da barra diagonal (60° a 90° em relação ao eixo maior).

Gênero: *Reticulofenestra* Hay *et. al.* (1966)
Anexo B - Estampa 3, fig. 10 a 16.

Descrição

Placolito subelíptico, com abertura central subelíptica grande, atravessada por um retículo ou rede. Por vezes ao MO a estrutura central não é visível.

Incertae sedis

Família: *Braarudosphaeraceae* Deflandre (1947)

Gênero: *Braarudosphaera* Deflandre (1947)

Espécie: *Braarudosphaera bigelowii* (Grand & Braarud, 1935) Deflandre (1947)

Anexo B - Estampa 4, fig. 1.

Descrição

Corpo pentagonal plano, relativamente espesso, composto por cinco segmentos trapezoidais de calcita que apresentam orientação cristalográfica distinta um do outro. Sob luz polarizada e com os nicóis cruzados, ao girar a platina, um dos elementos se apresenta extinto e os demais iluminados.

Família: *Ceratolithaceae* Norris (1965)

Gênero: *Ceratolithus* Kamptner (1950)

Espécie: *Ceratolithus cristatus* Kamptner (1950)

Anexo B - Estampa 4, fig. 2 e 3.

Descrição

Corpo calcário assimétrico em forma de ferradura. Apresenta os braços desiguais, lisos ou ornamentados por uma fileira de nódulos. Extremidades pontiagudas e uma quilha de cada lado ao longo da linha mediana dos braços, sendo que em um dos lados esta quilha está coberta por nódulos.

Variedade: *Ceratolithus cristatus* var. *telesmus* (Norris, 1965) Jordan & Young (1990)

Anexo B - Estampa 4, fig. 4 e 5.

Descrição

Variedade de *Ceratolithus cristatus* em forma de ferradura levemente assimétrica. Os braços são iguais, aproximadamente retos, e afinam-se gradativamente em direção às extremidades, que são pontiagudas.

Incertae sedis

Gênero: *Florisphaera* Okada & Honjo (1973)

Espécie: *Florisphaera profunda* Okada & Honjo
(1973)
Anexo B - Estampa 2, fig. 1 e 2.

Descrição

Pequeno cocolito placóide aproximadamente retangular, maciço e sem estruturas. De um extremo ao outro ocorre um suave alargamento da placa. Ao microscópio ótico sob luz polarizada apresenta baixa birrefringência.

Divisão: *Dinoflagellata* (Bütschli, 1885) Fensome *et. al.*, 1996 (= *Pyrrophyta* Pascher, 1914)

Classe: *Dinophyceae* Fritsch (1929)

Ordem: *Thoracosphaerales* Tangen (1982)

Família: *Thoracosphaeraceae* Deflandre (1952)

Gênero: *Thoracosphaera* Kamptner (1927)

Anexo B - Estampa 4, fig. 8 e 9.

Descrição

Testa esférica a subesférica, composta de elementos de calcita poligonais, regulares ou irregulares, pequenos e interligados.

2.2 Terminologia dos Nanofósseis Calcários

A terminologia aqui apresentada está baseada em Young *et. al.* (1997), resultado de um grupo de trabalho da INA (International Nannoplankton Association), e em Toledo *et. al.* (2002).

Tabela 2.1 - Terminologia dos Nanofósseis Calcários (modificado de Young *et. al.*, 1997 e Toledo, 2002).

Nanoplâncton	Plâncton de diâmetro entre 2 a 63 μm . Agrupamento informal que inclui coccolitoforídeos, <i>Thoracosphaera</i> , crisófitas, etc., mas exclui o picoplâncton (menor que 1 μm) bacteriano.
Nanoplâncton calcário	Nanoplâncton com testas calcárias.
Nanofóssil	Fóssil <63 μm de diâmetro, excluindo fragmentos e formas juvenis de fósseis maiores.
Nanofóssil calcário	Nanofóssil formado de carbonato de cálcio.
Cocolitóforo	substantivo: nanoplâncton calcário pertencente à divisão Haptophyta
Cocolitoforídeo	adjetivo, ex. alga coccolitoforídea.
Cocosfera	Testa do cocolitóforo (não necessariamente esférica). Uma cobertura extracelular feita de numerosos cocólitos.
Cocólito	Estrutura calcárea formadora de cocolitóforos.
Placolito	Dois escudos conectados por um tubo central, supostamente perfurado.

3. BIOESTRATIGRAFIA

Neste capítulo são apresentados os resultados das análises bioestratigráficas pelo método de Nanofósseis Calcários nos dois testemunhos, comparados com os resultados de Foraminíferos Planctônicos de Kowsmann & Vicalvi (2003).

3.1 Análise Quantitativa dos Nanofósseis Calcários

As análises foram realizadas de duas formas: uma pela contagem total de espécimes em cinco campos de visão e outra pela totalização de 300 espécimes. Ambos os valores foram tabulados e analisados (vide Anexo A tab. 1 a 4). Foi constatado que a contagem dos espécimes em cinco campos foi mais representativa. Tal opção evitou os efeitos de variação de abundância das diversas amostras, de menos de 100 até mais de 700 fósseis em 5 campos de observação, podendo refletir efeitos como influência do paleoclima ou da disponibilidade de nutrientes nas águas do oceano, ao longo do tempo. Não foram esperados efeitos de variação de preservação, pois a litologia é bem homogênea na seção amostrada.

Os *taxa* escolhidos e contados, por serem os mais comuns no Quaternário, foram: *Emiliana huxleyi*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calciosolenia murray*, *Ceratolithus cristatus*, *Ceratolithus cristatus* var. *telesmus*, *Coccolithus pelagicus*, *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera carteri* var. *wallichii*, *Pontosphaera* spp., *Reticulofenestra* spp., *Rabdosphaera clavigera*, *Scyphosphaera* spp., *Syracosphaera* spp., *Thoracosphaera* spp., *Umbilicosphaera sibogae*. Também foram contados espículas de ascídea e foraminíferos presentes na preparação para Nanofósseis Calcários, porém sempre com frequência muito baixa.

Não foram contados os espécimes de *Florisphaera profunda*, uma espécie extremamente abundante em toda a seção. Tal expediente foi utilizado para não prejudicar os outros *taxa*, que seriam percentualmente muito diluídos, pois cada cocosfera de *Florisphaera profunda* é composta em média, segundo Okada & Honjo (1973), por 200 cocólitos, muito mais que a quantidade de cocólitos de outros *taxa*.

As espécies do gênero *Gephyrocapsa* foram agrupadas na contagem, pela controvérsia entre os diversos autores com definições díspares em uma boa parte só utilizáveis em MEV e não aplicáveis na MO. Tal fato não permitiu uma boa segurança na separação das espécies.

Ao mesmo tempo, comprovou-se que esta metodologia seria operacionalmente viável para um futuro uso rotineiro.

3.2 Arcabouço Bioestratigráfico

Os testemunhos analisados estão restritos aos últimos 130 mil anos. As análises bioestratigráficas pelo método de Foraminíferos Planctônicos de Kowsmann & Vicalvi (2003), foram o termo de comparação para as análises pelo método de Nanofósseis Calcários realizadas no presente trabalho e estão sumarizadas na fig. 3.1. Segue a seguir os arcabouços bioestratigráficos em que se basearam as análises nos testemunhos.

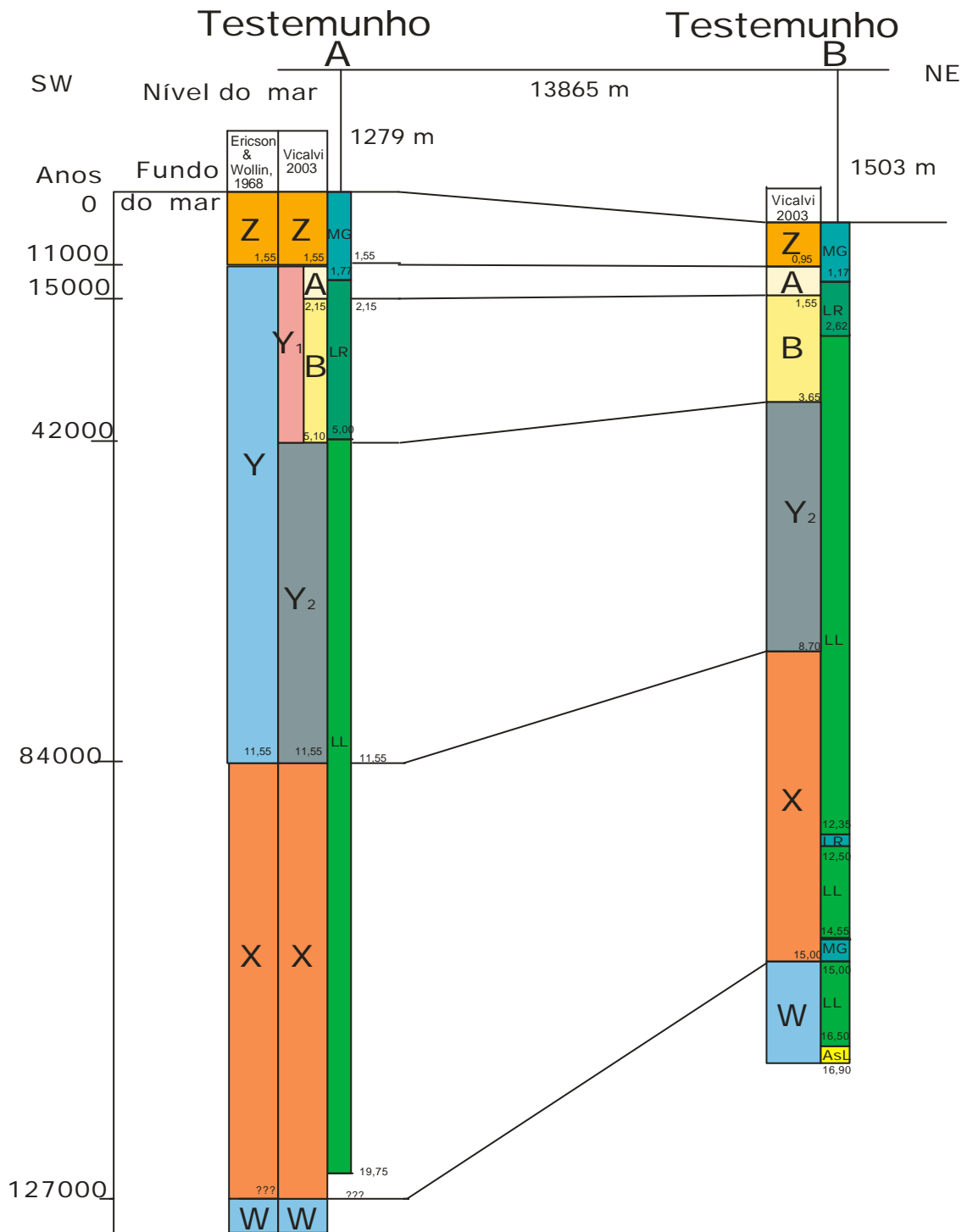


Figura 3.1 - Síntese das fácies e da correlação das biozonas de foraminíferos.

Profundidade nos Testemunhos em metros.

Legenda das litofácies desta e das próximas figuras: MG - margá, LR - lama rica em carbonato, LL - lama levemente carbonática, AsL - areia siliciclástica lamosa. (Fonte: Kowsmann & Vicalvi, 2003. Fig. 3).

3.2.1 Arcabouço Bioestratigráfico dos Foraminíferos Planctônicos

O zoneamento clássico de Ericson & Wollin (1968) foi dividido em dez zonas, identificadas com as letras finais do alfabeto, onde Z, a mais nova, corresponde ao Holoceno e Q, a mais antiga, corresponde ao início do Pleistoceno. Os intervalos onde está presente *Globorotalia menardii* e seu grupo (*G. menardii*, *Globorotalia flexuosa* e *Globorotalia tumida*) são considerados interglaciais. A sua ausência caracteriza os intervalos glaciais. As principais formas indicadoras de águas temperadas/frias são *Globorotalia inflata* e *Globigerina falconensis*.

Nos testemunhos analisados ocorrem as biozonas W, X, Y e Z:

3.2.1.1 Zona W (Pleistoceno)

Caracteriza-se pela presença consistente do grupo da *G. menardii*. Terminou há 127 mil anos. Esta biozona foi observada apenas no Testemunho B.

3.2.1.2 Zona X (Pleistoceno)

Estende-se de 127 mil a 84 mil anos BP. Caracteriza-se pela presença consistente do grupo da *G. menardii*, principalmente a *G. flexuosa*, associada a outras formas indicativas de águas quentes, como *Pulleniatina obliquiloculata*.

3.2.1.3 Zona Y (Pleistoceno)

Esta zona reflete o último episódio glacial de 84 mil a 11 mil anos BP. É caracterizada pela ausência do grupo da *G. menardii* e pela abundância das formas de águas frias, principalmente próximas ao LGM.

Vicalvi (1999), observou em amostras de testemunhos da região sudeste da costa brasileira, o desaparecimento de *P. obliquiloculata* na metade superior da biozona Y, há cerca de 42 mil anos, permitindo sua subdivisão em Y₁ (superior, sem *P. obliquiloculata*, entre 42 mil e 11 mil anos) e Y₂ (inferior, com *P. obliquiloculata*, entre

84 mil e 42 mil anos). Kowsmann & Vicalvi (2003) subdividiram a subzona Y_i em duas, baseando-se no último reaparecimento de *P. obliquiloculata*, ocorrido há 15 mil anos. Assim, a subzona Y_{1A} está entre 15 mil e 11 mil anos e a subzona Y_{1B} entre 42 mil e 15 mil anos.

3.2.1.4 Zona Z (Holoceno)

Intervalo pós-glacial, de 11 mil anos BP até o presente. Indicado pelo reaparecimento das menardiformes, com predomínio de *G. menardii*.

3.2.2 Arcabouço Bioestratigráfico dos Nanofósseis Calcários

O Período Quaternário foi subdividido por Martini (1971) em três biozonas de Nanofósseis Calcários. Gartner (1977) propõe sete biozonas. Richter *et. al.* (1993) *in* Antunes (1994) subdividem o Período Quaternário em duas biozonas e Antunes (1994) propõe sete “intervalos bioestratigráficos”, com uma quase identidade com os horizontes de Gartner, 1977 (vide quadro comparativo dos diversos arcabouços bioestratigráficos na fig. 3.2, modificado de Antunes, 1994).

Nos testemunhos analisados somente foram reconhecidos os intervalos bioestratigráficos F e G de Antunes (1994). Os seus limites temporais estão descritos na tabela 3.1.

3.2.2.1 Intervalo bioestratigráfico F (Neopleistoceno)

Compreendido entre a última ocorrência de *Helicosphaera inversa*, em sua base, e pelo nível mais inferior de dominância de *Emiliana huxleyi*, em seu topo.

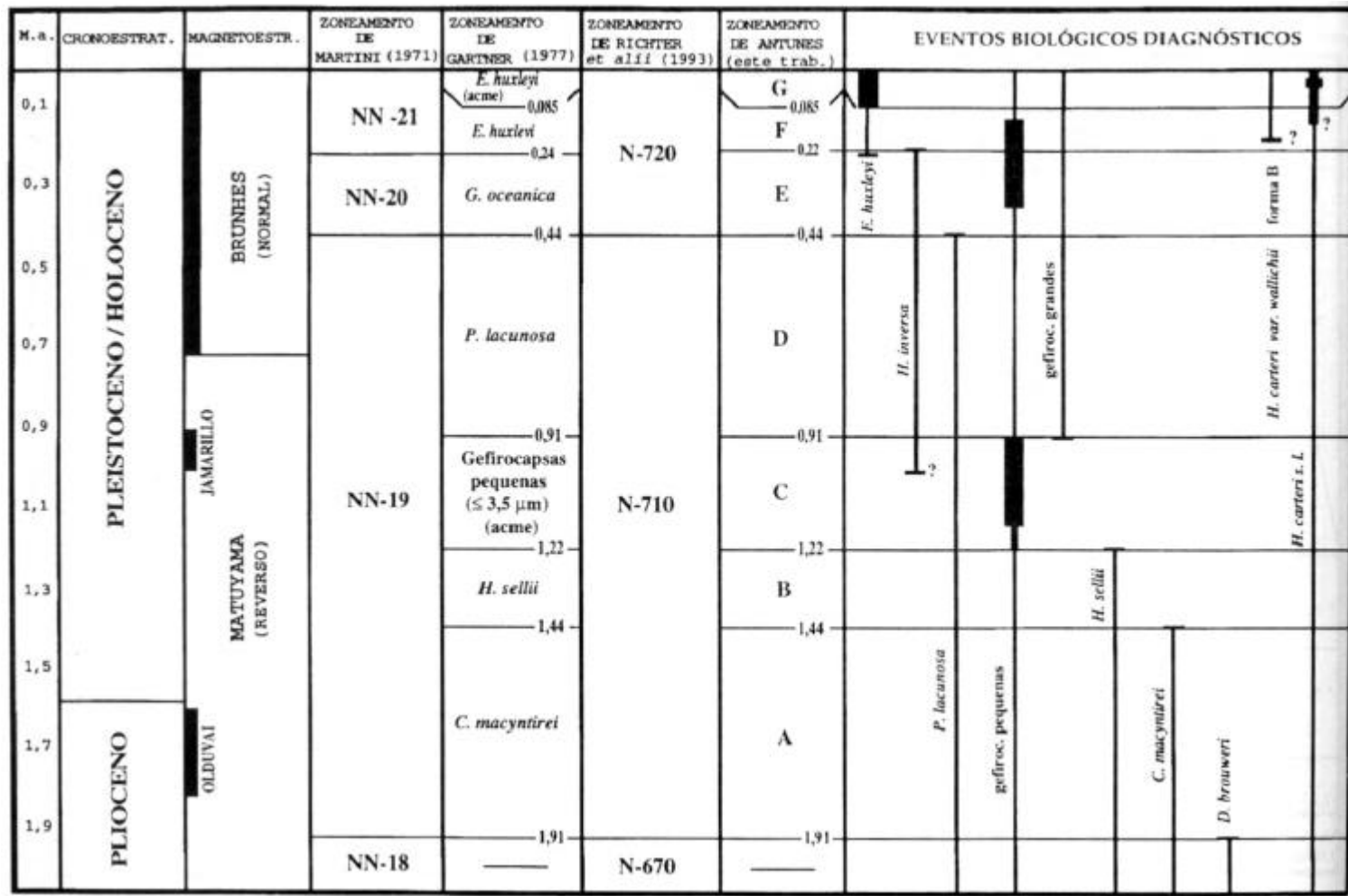


Figura 3.2 - Comparação entre os diversos arcabouços bioestratigráficos existentes para nanofósseis calcários do Quaternário. (Modificado de Antunes, 1994, fig. 3, pag. 298).

3.2.2.2 Intervalo bioestratigráfico G (Neopleistoceno a Holoceno)

Abrange do Neopleistoceno ao Holoceno. Localiza-se acima do nível de dominância de *E. huxleyi*. A base do intervalo bioestratigráfico G é identificada, mesmo qualitativamente, pelo aumento do número de exemplares de *E. huxleyi*, concomitantemente com um decréscimo de *Gephyrocapsa*.

3.2.2.3 Considerações sobre o Arcabouço Bioestratigráfico de Nanofósseis Calcários

O intervalo amostrado pelos testemunhos A e B está restrito às biozonas F e G. Este trabalho verificou, na área de estudo, o comportamento dos limites dos intervalos bioestratigráficos F/G de Nanofósseis Calcários e Y₂/X de Foraminíferos Planctônicos, uma vez que em estudos anteriores eram considerados quase síncronos: 85 e 84 mil anos, respectivamente. Os resultados da análise realizada estão sumarizados na fig. 3.3. Nas fig. 3.4 e 3.5 estão confrontados os resultados de Nanofósseis Calcários e de Foraminíferos Planctônicos nos testemunhos A e B, respectivamente.

Observa-se que em ambos os testemunhos o topo do intervalo bioestratigráfico F de Nanofósseis Calcários está sistematicamente um pouco acima do topo da biozona X de Foraminíferos Planctônicos, ao contrário do que era de se esperar pelas idades estabelecidas por Thierstein *et. al.* (1977) e Antunes (1994).

Antunes (1994) cita as discrepâncias de idades absolutas atribuídas por diversos autores aos eventos biológicos utilizados, como pode ser visto na tabela 3.1, onde é apresentado o bio-evento de acme de *E. huxleyi*.

Tabela 3.1 - Idades absolutas atribuídas por vários autores do início do bio-evento de acme de *E. huxleyi*.

Bio-evento	Thierstein <i>et. al.</i> 1977	Gartner 1977	Antunes 1994
Acme de <i>E. huxleyi</i>	Entre 85 e 73 mil anos	70 mil anos*	85 mil anos

* Posicionado no Estágio 4 de Oxigênio

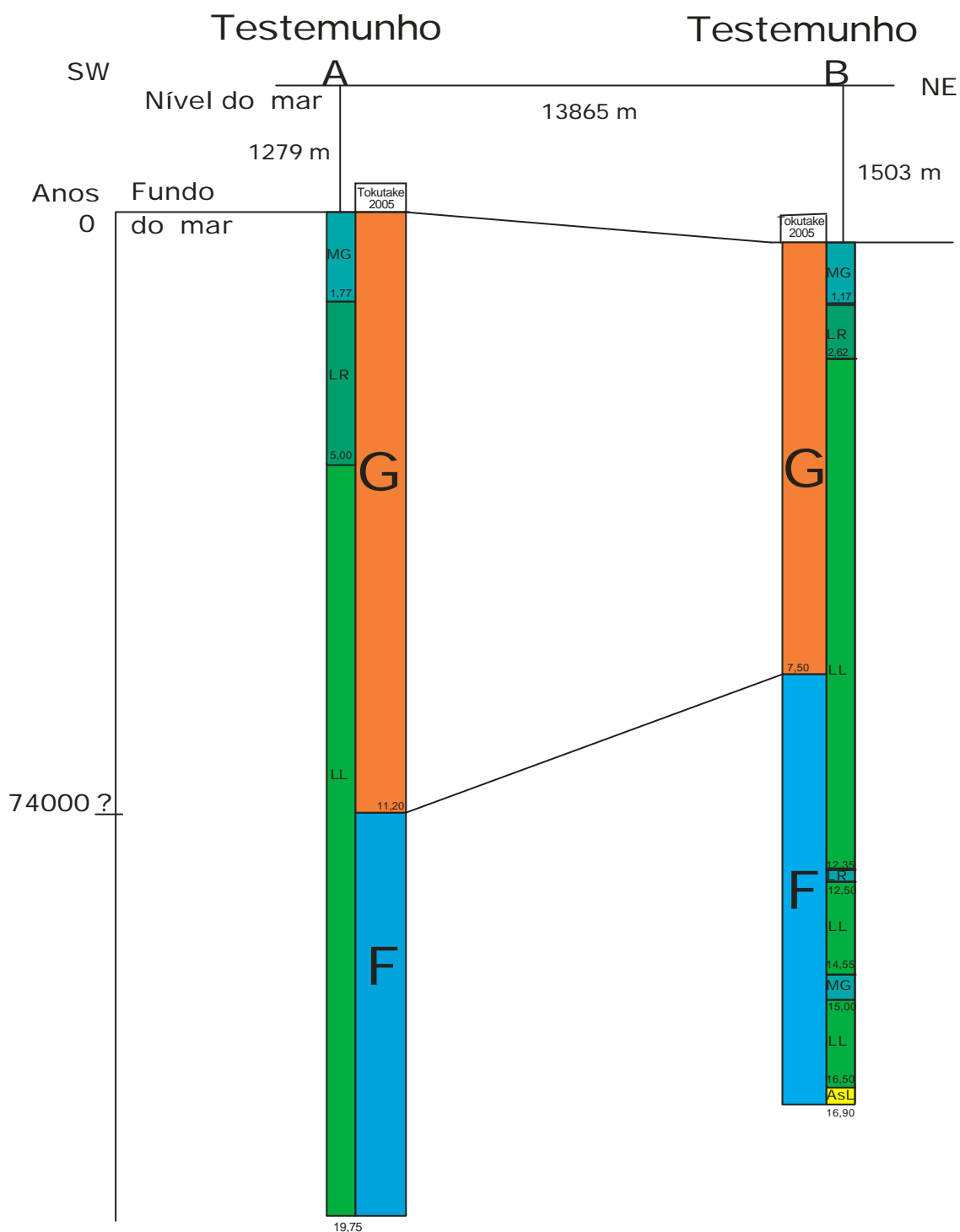


Figura 3.3 - Síntese das fácies e da correlação dos intervalos bioestratigráficos de nanofósseis calcários. Profundidade nos testemunhos em metros. (Modificado de Kowsmann & Vicalvi, 2003. Fig. 3).

Testemunho A

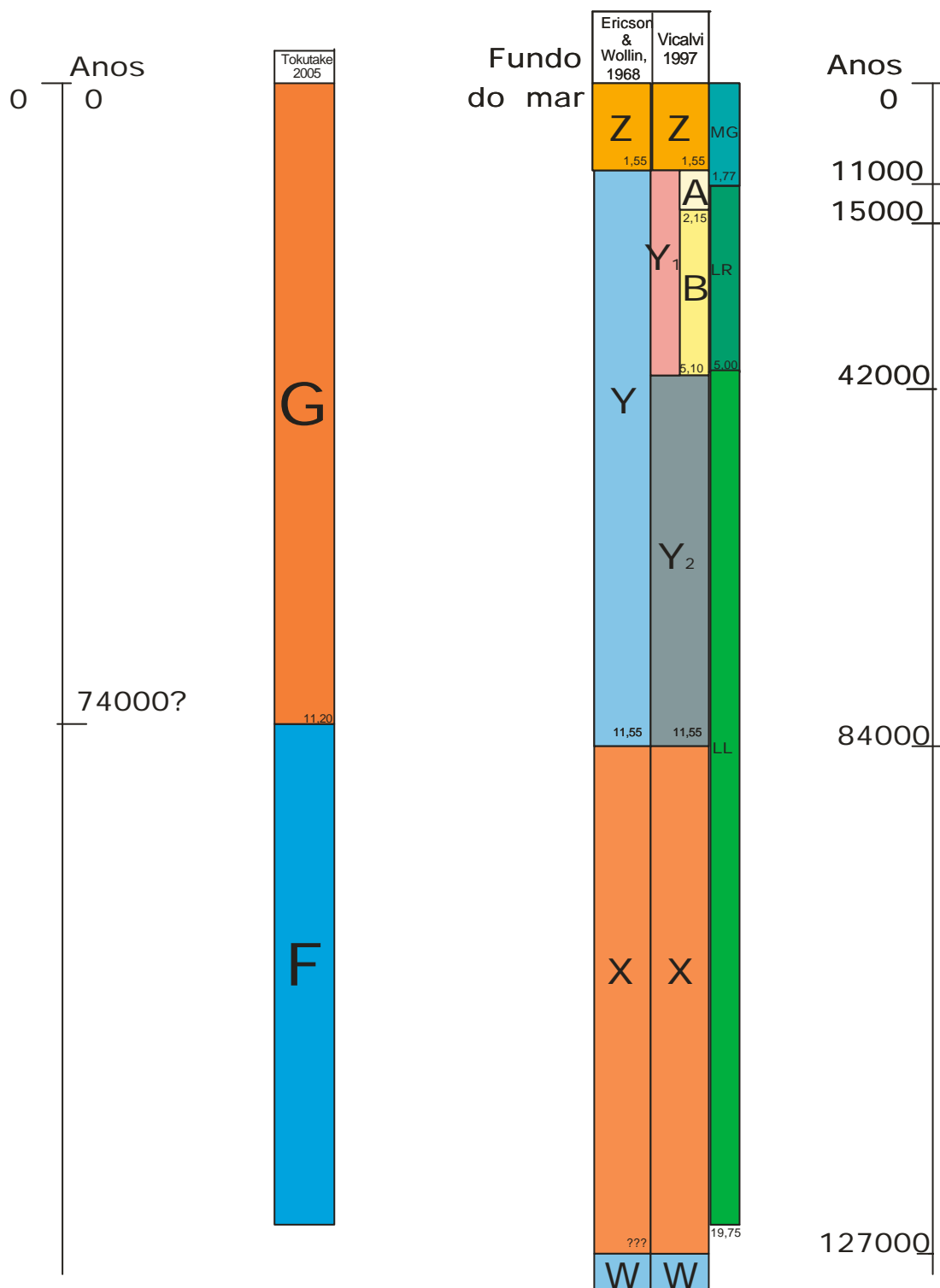


Figura 3.4 - Síntese das fácies e da correlação dos intervalos bioestratigráficos de nanofósseis calcários e biozonas de foraminíferos do Testemunho A. (Modificado de Kowsmann & Vicalvi, 2003. Fig 3).

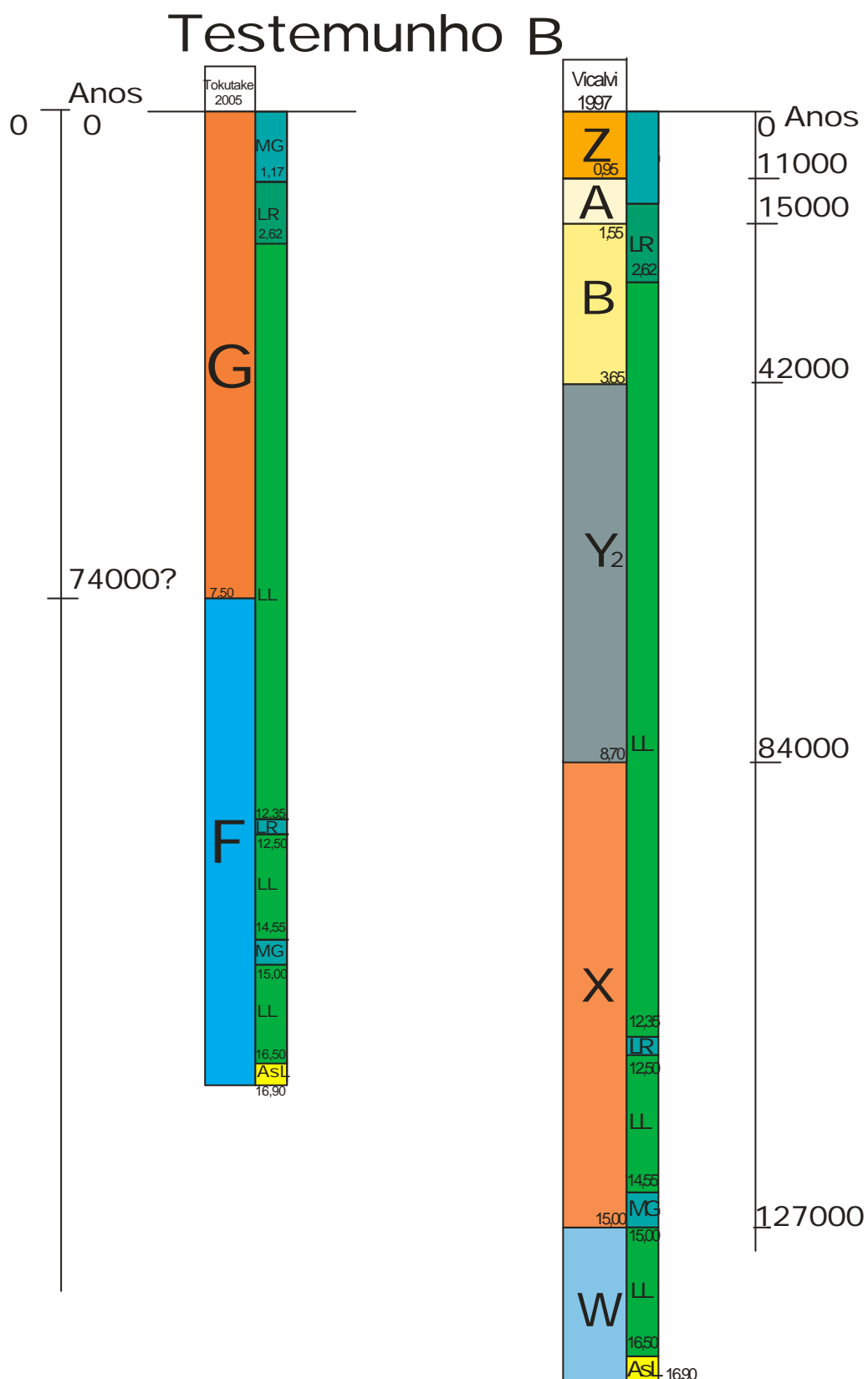


Figura 3.5 - Síntese das fácies e da correlação das biozonas de nanofósseis calcários e foraminíferos do Testemunho B. (Modificado de Kowsmann & Vicalvi, 2003. Fig. 3).

Thierstein *et. al.* (1977) sugerem um possível diacronismo para a base do acme de *E. huxleyi*, ocorrendo primeiro em mares tropicais e subtropicais, entre os Sub-Estágios 5a e 5b de Oxigênio (vide graf. 4.2 e discussão no próximo capítulo) e depois em mares temperados e subpolares, já no Estágio 4 de Oxigênio.

No entanto, em Thierstein *et. al.* (1977) o número de pontos estudados era muito pequeno, apenas nove, sendo questionável seu significado estatístico para representar dados globais (ver tabela 3.2). Kowsmann (informação verbal) sugere que sistematicamente o limite F/G de Nanofósseis Calcários é mais novo que o limite Y2/X de Foraminíferos Planctônicos.

Tabela 3.2 - Localização dos testemunhos utilizados por Thierstein *et. al.* (1977).

Lat.	Long.	Lâm. d'água	Oceano	Foraminífero p/isótopos
53°56' N	24°05' W	3502	Atlântico N	<i>G. pachyderma</i>
21°18' N	22°41' W	4579	Atlântico N	<i>G. saculifera</i> + bentônicos
03°15' N	159°11' E	3490	Pacífico N	<i>G. saculifera</i>
01°01' N	160°29' E	3120	Pacífico N	<i>G. saculifera</i>
01°28' N	90°10' W	2226	Pacífico N	<i>G. saculifera</i>
10°04' S	12°49' W	2630	Atlântico S	<i>G. saculifera</i>
30°35' S	13°17' E	3103	Atlântico S	<i>G. inflata</i>
43°31' S	79°52' E	3193	Índico	<i>G. bulloides</i>
46°03' S	95°09' E	3253	Índico	<i>G. bulloides</i>

3.3 Resultados bioestratigráficos

No presente estudo, as taxas de sedimentação foram calculadas a partir de idades de Foraminíferos Planctônicos de Kowsmann & Vicalvi (2003). Tal tarefa foi facilitada pela predominância de sedimentos hemipelágicos, com tendência à sedimentação mais constante em cada biozona de Foraminíferos Planctônicos.

Os referidos autores identificaram taxas de sedimentação para o Pleistoceno (no talude da porção central da Bacia de Campos) da mesma ordem de grandeza na área estudada. Já para o Holoceno, as taxas de sedimentação na área de estudo são cerca de dez vezes maiores que as observadas na porção central da Bacia de Campos.

Para o cálculo da taxa de sedimentação de cada biozona considerou-se sedimentação constante ao longo do tempo, com deposição uniforme, não ocorrendo hiatos ou erosões. Foram utilizados os contatos entre biozonas de Foraminíferos Planctônicos e as idades desses eventos. Não é conhecido o intervalo de tempo de sedimentação da biozona basal porque não se teve o controle de qual a idade da base de cada testemunho.

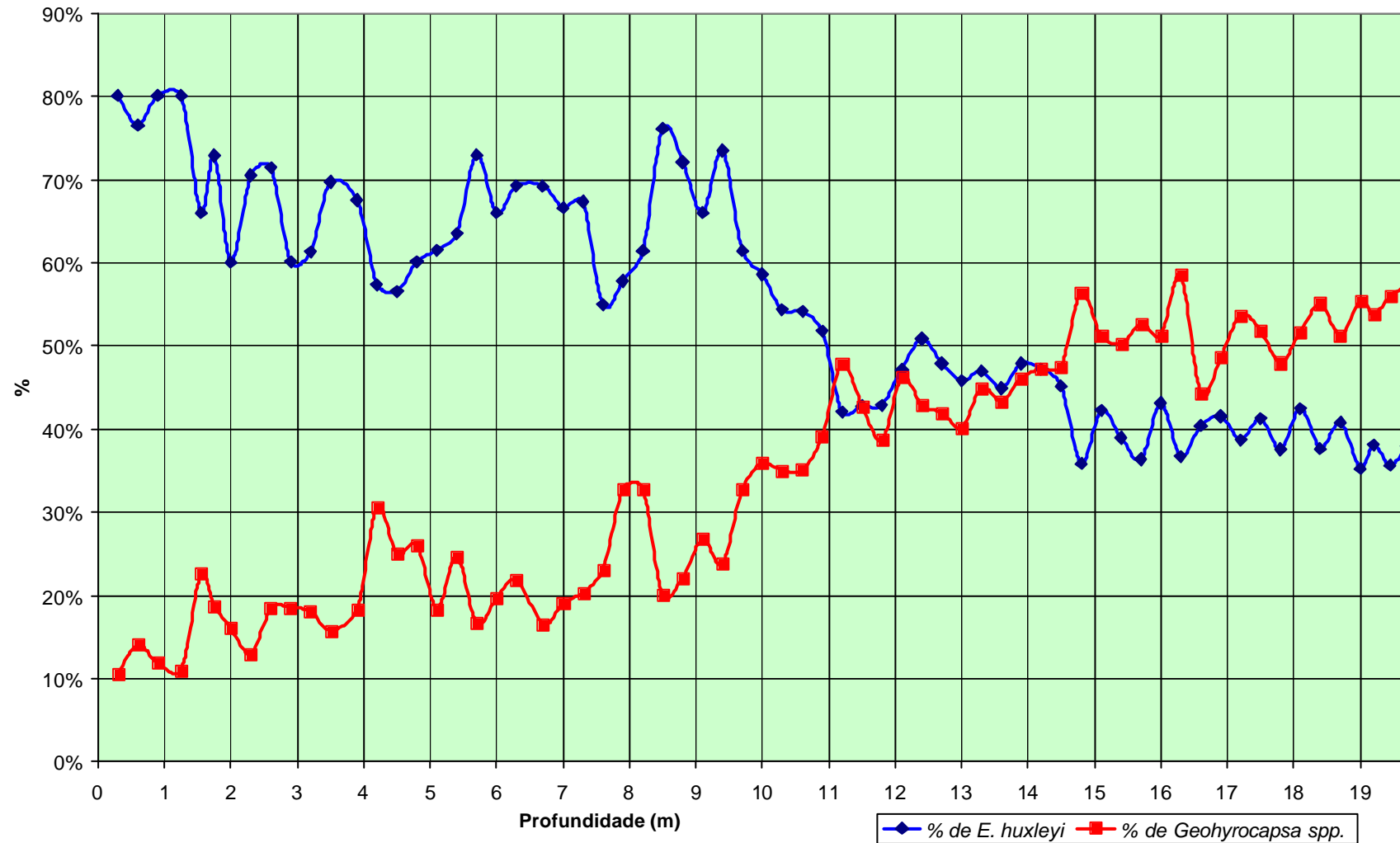
3.3.1 – Testemunho A

No Testemunho A, o limite entre os intervalos bioestratigráficos F e G está entre os pontos de profundidade 10,90 m e 11,20 m (vide graf. 3.1). Utilizando-se as idades inferidas pela abundância de Foraminíferos Planctônicos e as espessuras de cada biozona, calculou-se a taxa de sedimentação. Os dados do percentual de *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. foram ordenados em tempo e obteve-se o limite F/G entre 79,2 e 81,1 mil anos (vide graf. 3.2).

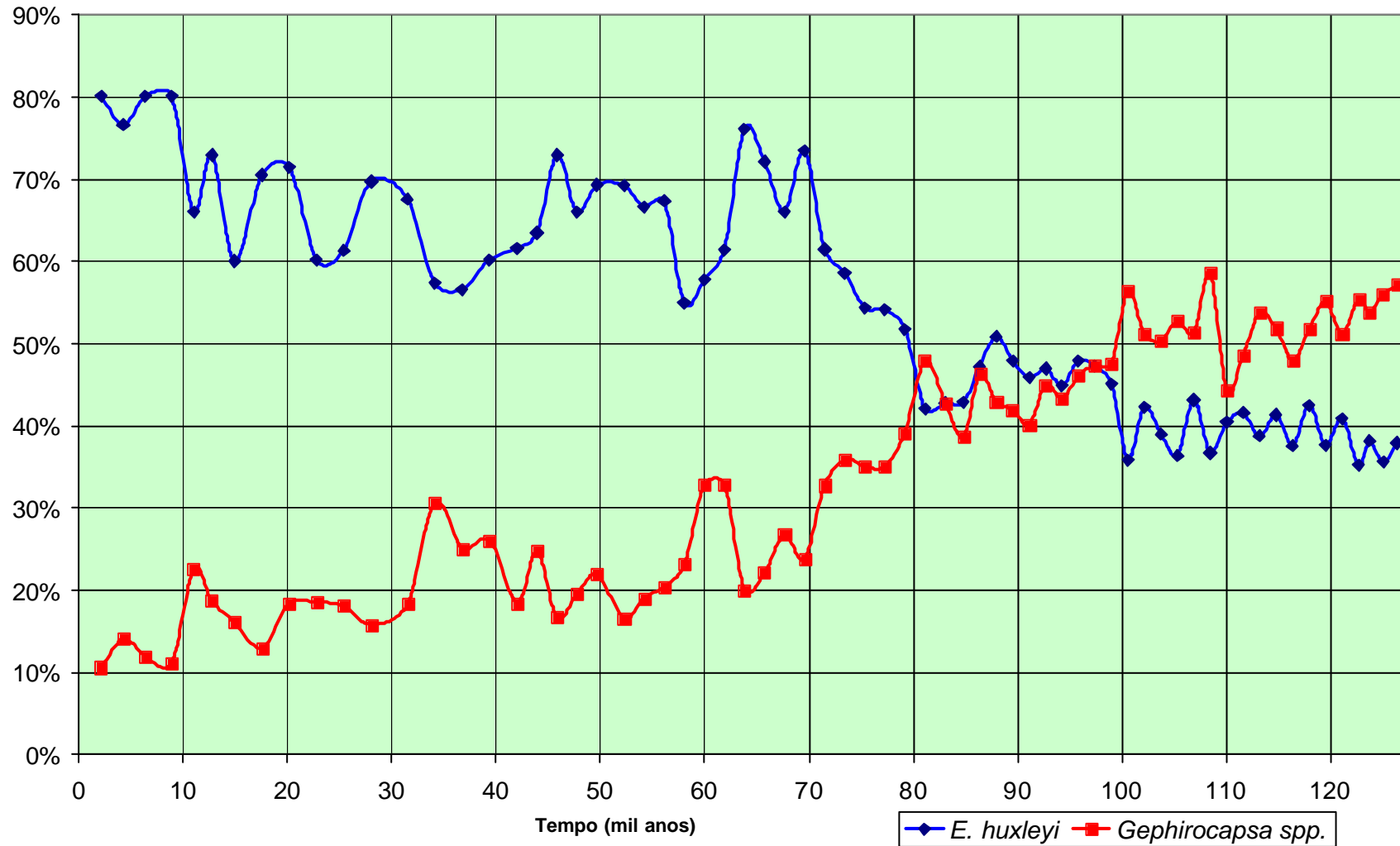
A abundância relativa de Nanofósseis Calcários em 5 campos de visão guarda alguma correlação com a variação litológica (vide graf. 3.3), a marga e a porção do topo da lama levemente carbonática é mais rica que a lama rica em carbonatos. Ainda na abundância relativa, foram observados dois patamares de valores diferentes (vide graf. 3.4), um mais antigo que 59 mil anos, com valores sempre abaixo de 400 fósseis e outro mais novo que 59 mil anos, com valores sempre acima de 400 fósseis.

Nota-se um absoluto predomínio de dois *taxa*: *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp., os dois somando de 76,21% a 97,35% do total de fósseis observados em 5 campos de visão (vide graf. 3.5).

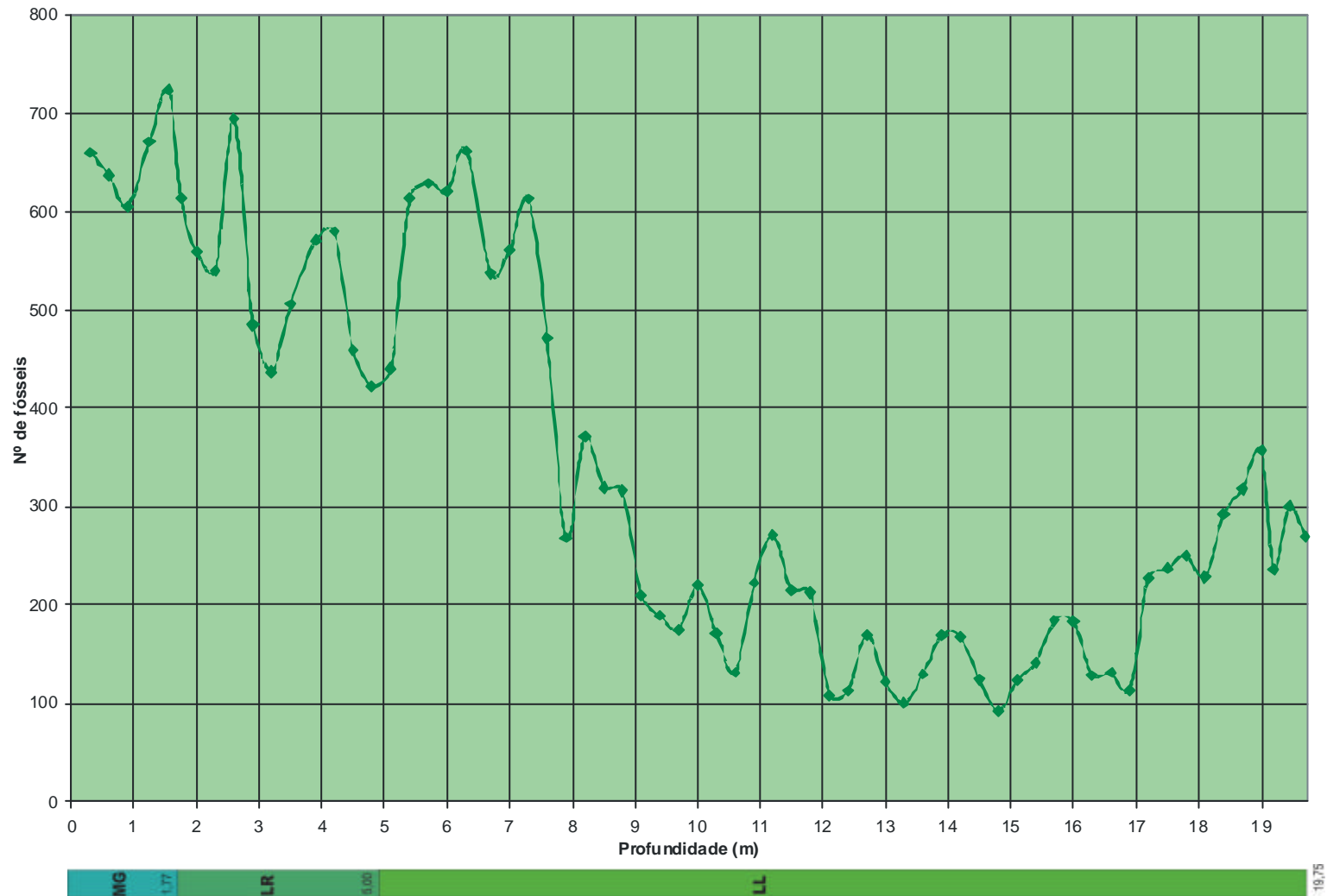
**Gráfico 3.1 - % de *Emiliana huxleyi* x % de *Gephyrocapsa* spp.
Testemunho A - 5 campos - em profundidade**



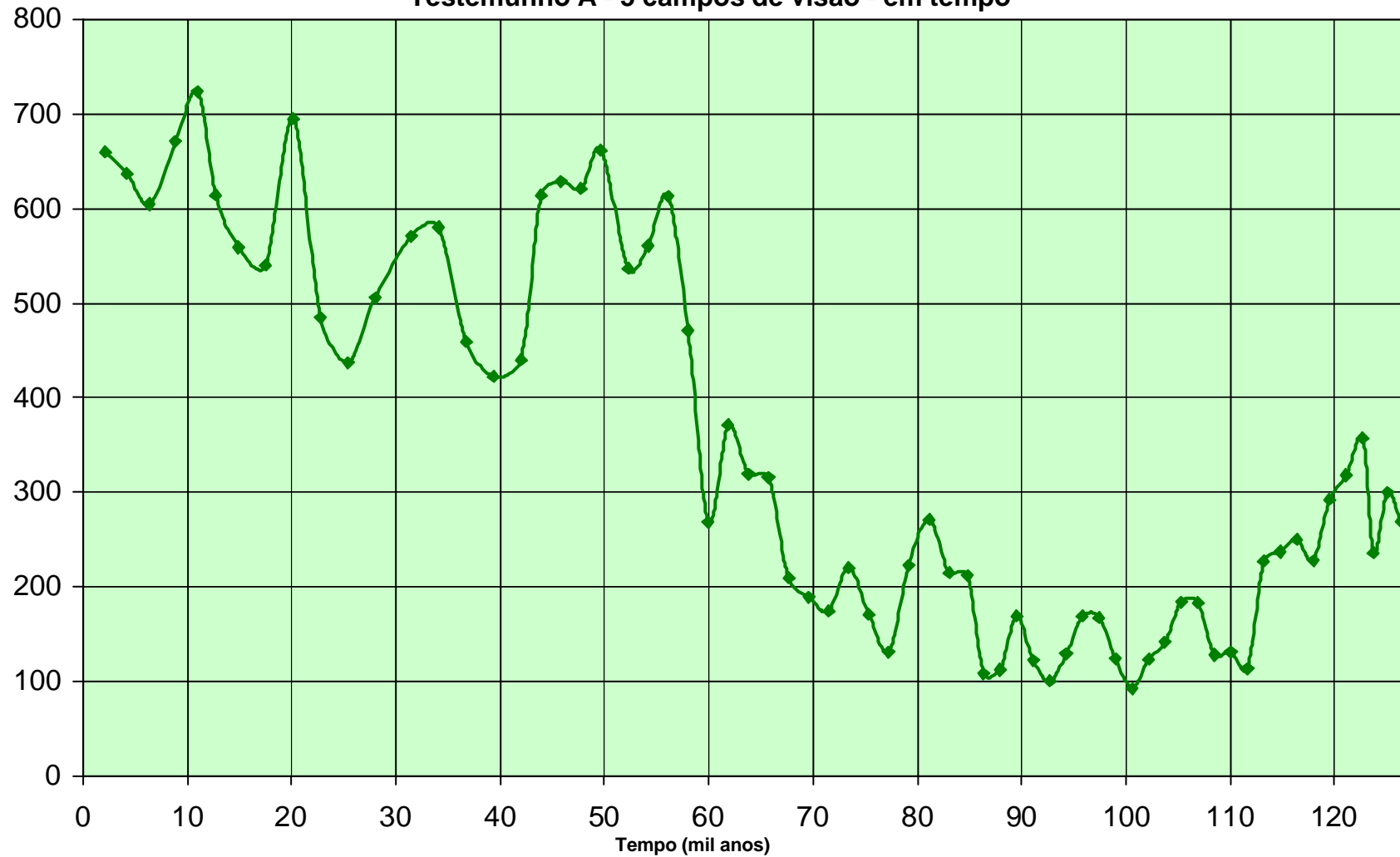
**Gráfico 3.2 - % de *Emiliana huxleyi* x % de *Gephyrocapsa* spp.
Testemunho A - 5 campos de visão - em tempo**



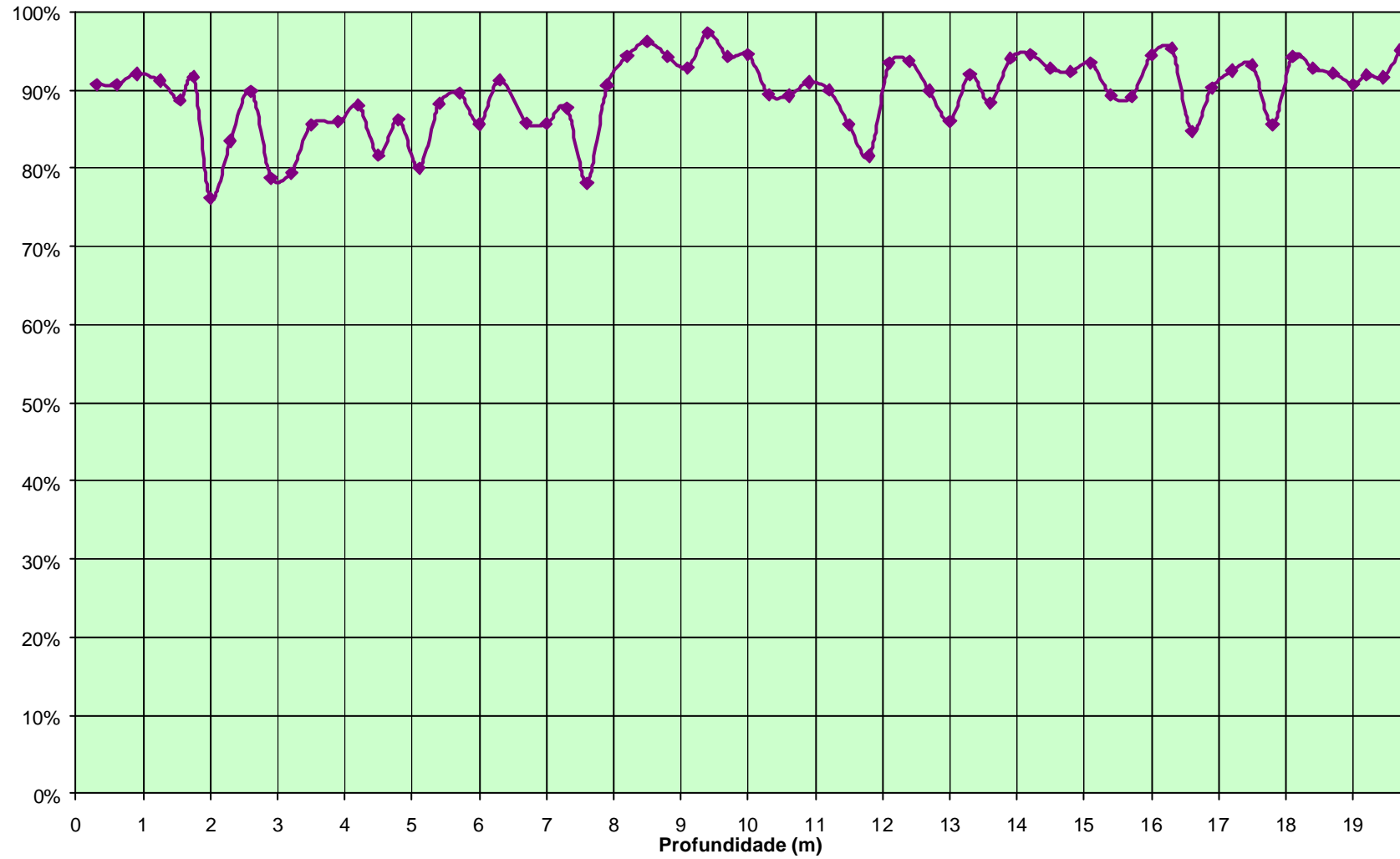
**Gráfico 3.3 - Número de fósseis observados Testemunho A
5 campos de visão - em profundidade e litologia**



**Gráfico 3.4 - Número de fósseis observados
Testemunho A - 5 campos de visão - em tempo**



**Gráfico 3.5 - Somatória de % de *Emiliana huxleyi* e de *Gephyrocapsa* spp.
Testemunho A - 5 campos de visão - em profundidade**



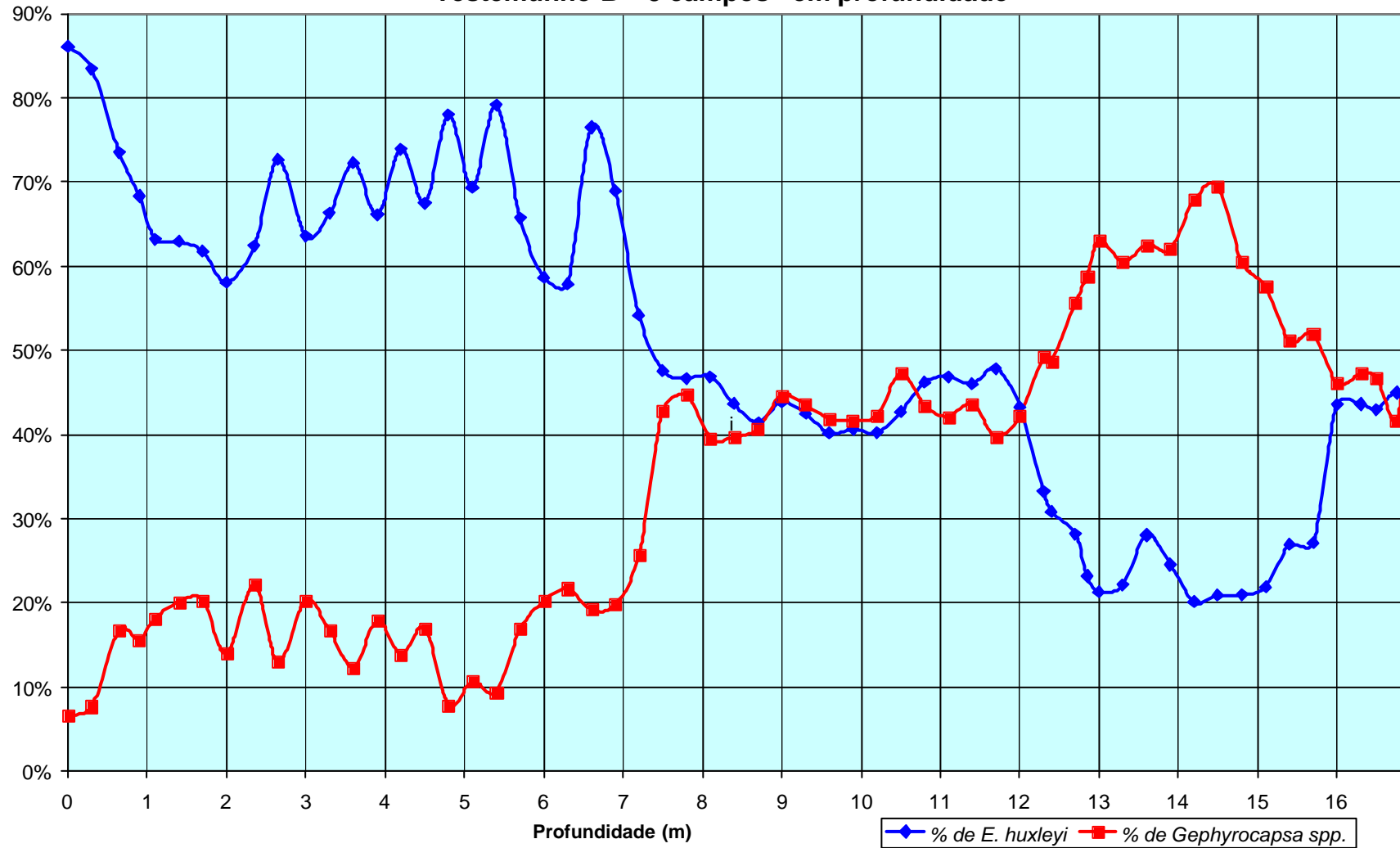
3.3.2 – Testemunho B

No Testemunho B o limite entre os intervalos bioestratigráficos F e G está entre os pontos de profundidade 7,20 m e 7,50 m (vide graf. 3.6). Com os dados do percentual de *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. ordenados em tempo, tem-se o limite F/G entre 71,5 e 74,0 mil anos (vide graf. 3.7), valor próximo a 73 mil anos, um dos valores propostos por Thiersten *et. al.* (1977) para mares subtropicais.

A abundância relativa de fósseis observados em 5 campos de visão guarda alguma correlação com a variação litológica (vide graf. 3.8). A lama rica em carbonatos, em sua porção superior, apresenta-se com teores mais altos de carbonatos (Kowsmann & Vicalvi, 2003), e exibe maior abundância de Nanofósseis Calcários, que diminuem em número quando a lama se torna menos rica (abaixo de 6,30 m). A abundância relativa não tem variações muito marcantes ao longo do tempo (vide graf. 3.9), ao contrário do Testemunho A.

Também no Testemunho B nota-se um absoluto predomínio dos dois *taxa*: *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp., totalizando entre 72,0% a 95,7% dos fósseis observados em 5 campos de visão (vide graf. 3.10).

**Gráfico 3.6 - % de *Emiliana huxleyi* x % de *Gephyrocapsa* spp.
Testemunho B - 5 campos - em profundidade**



**Gráfico 3.7 - % *Emiliana huxleyi* x % de *Gephyrocapsa* spp.
Testemunho B - 5 campos de visão - em tempo**

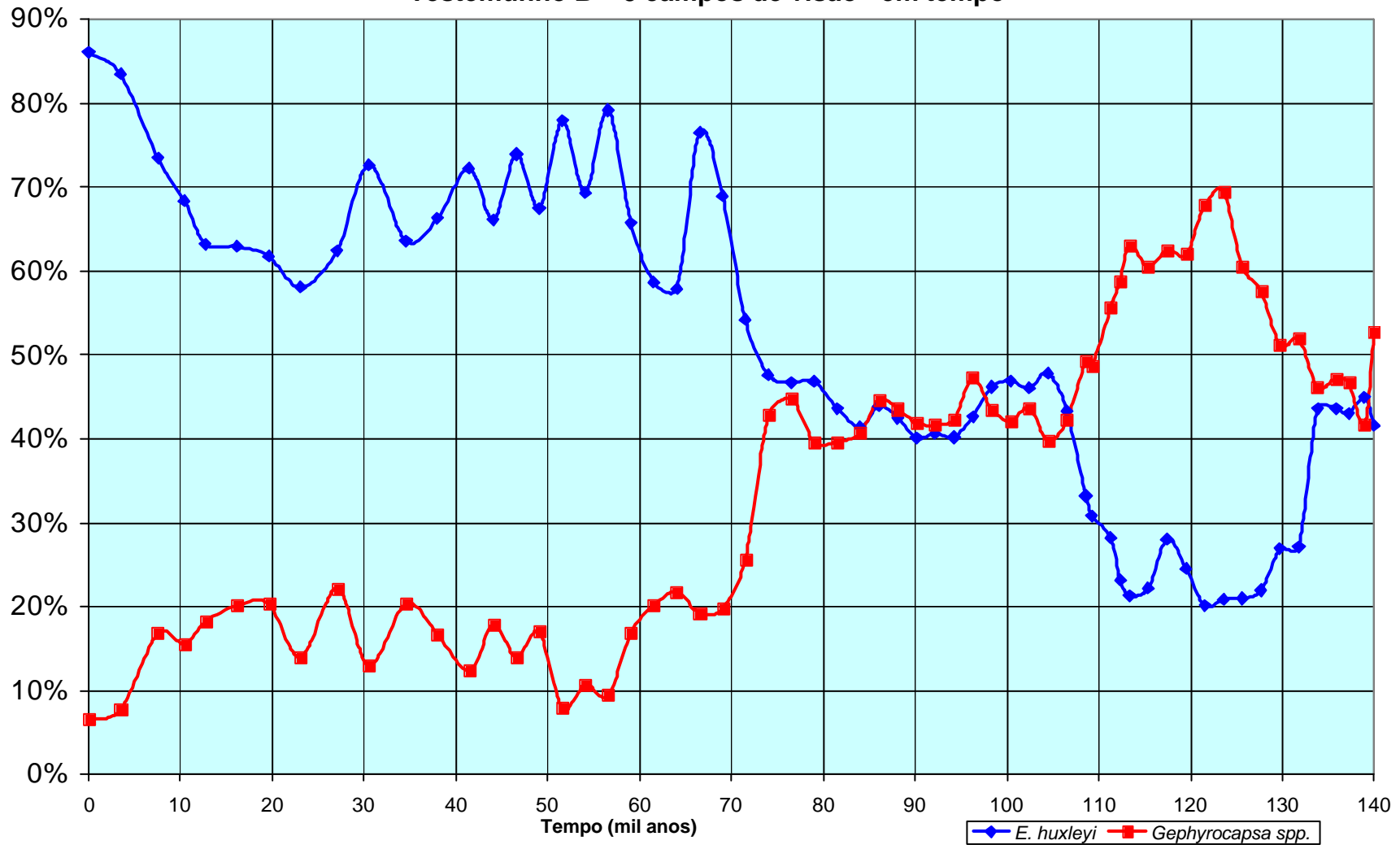
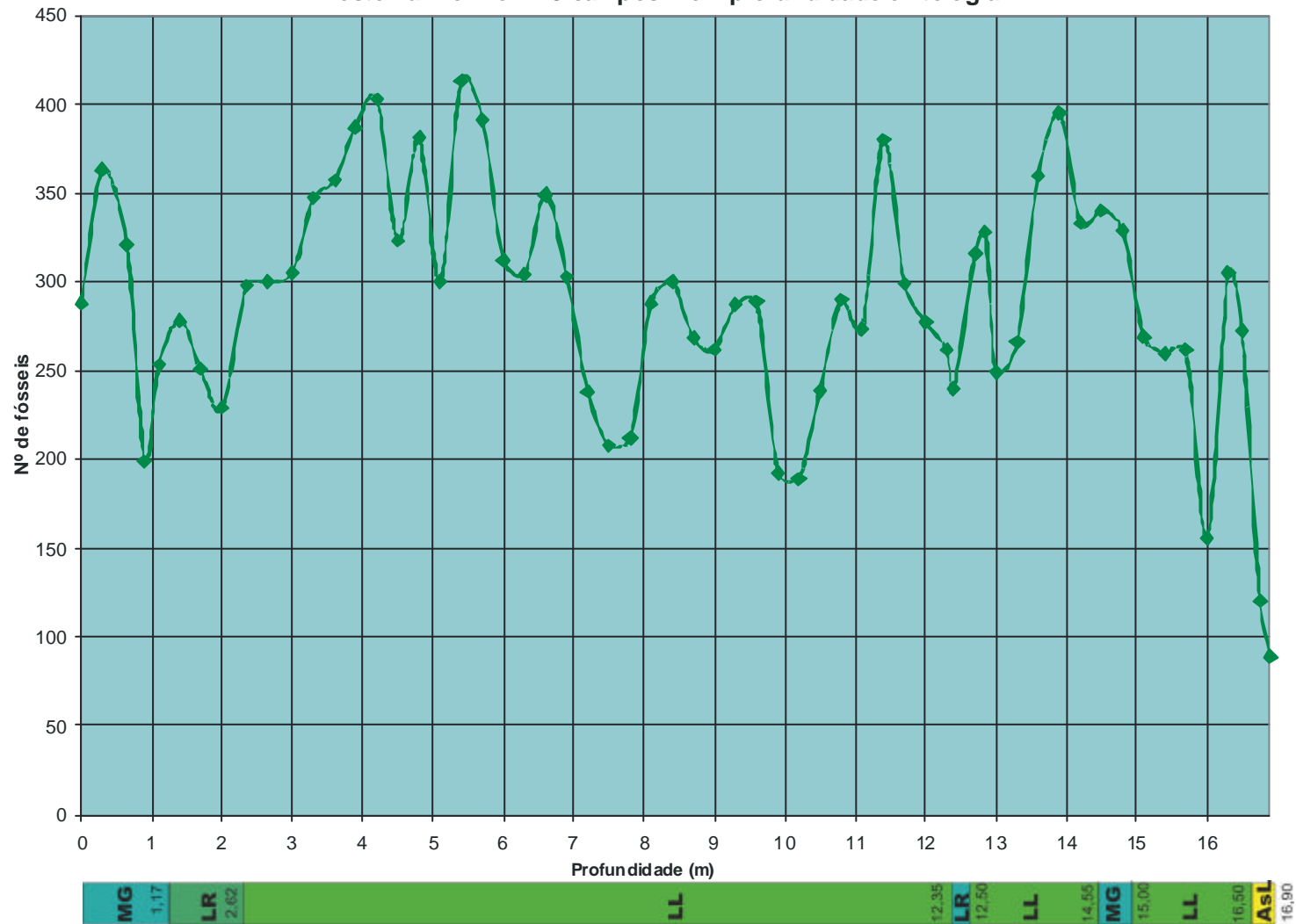
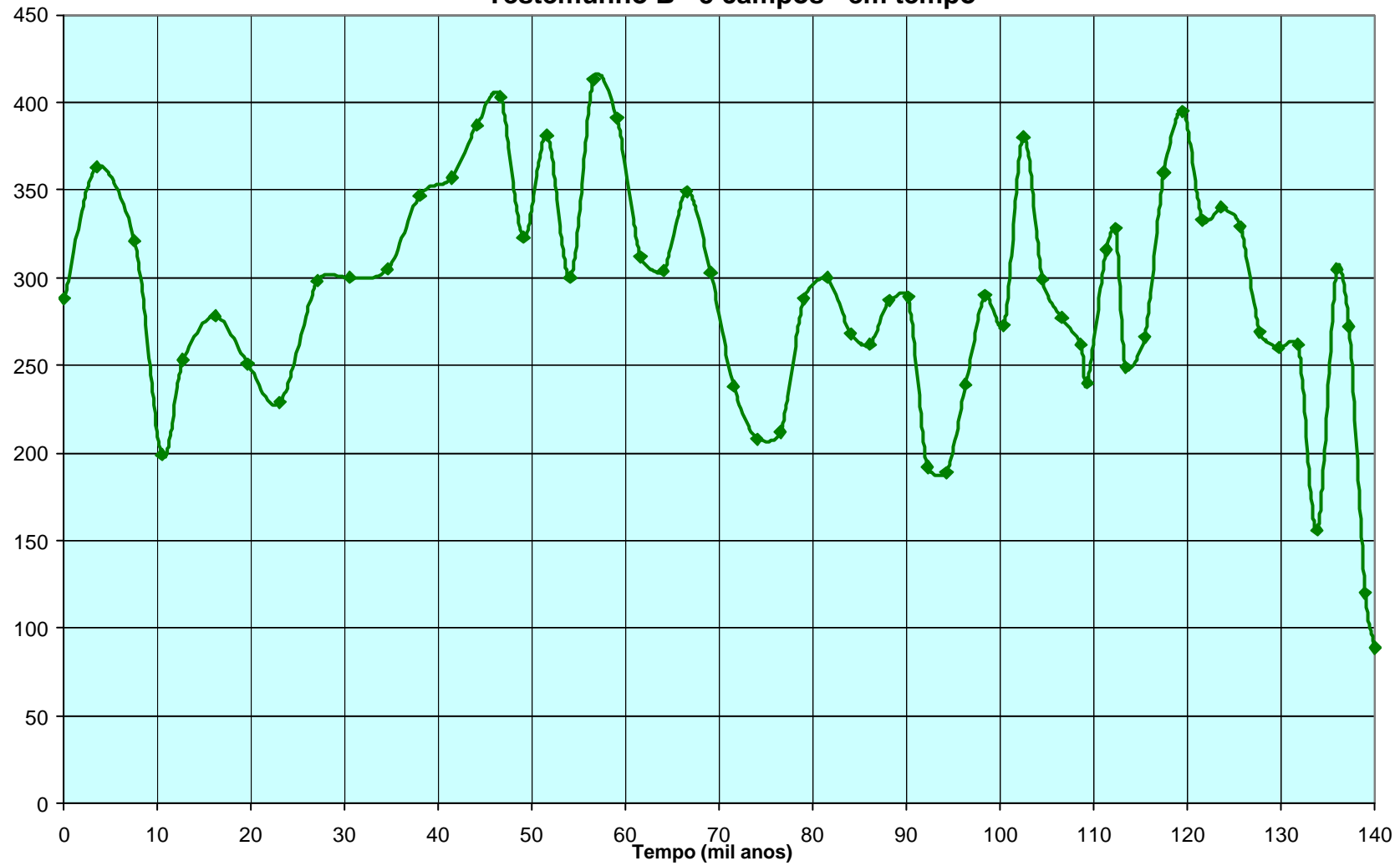


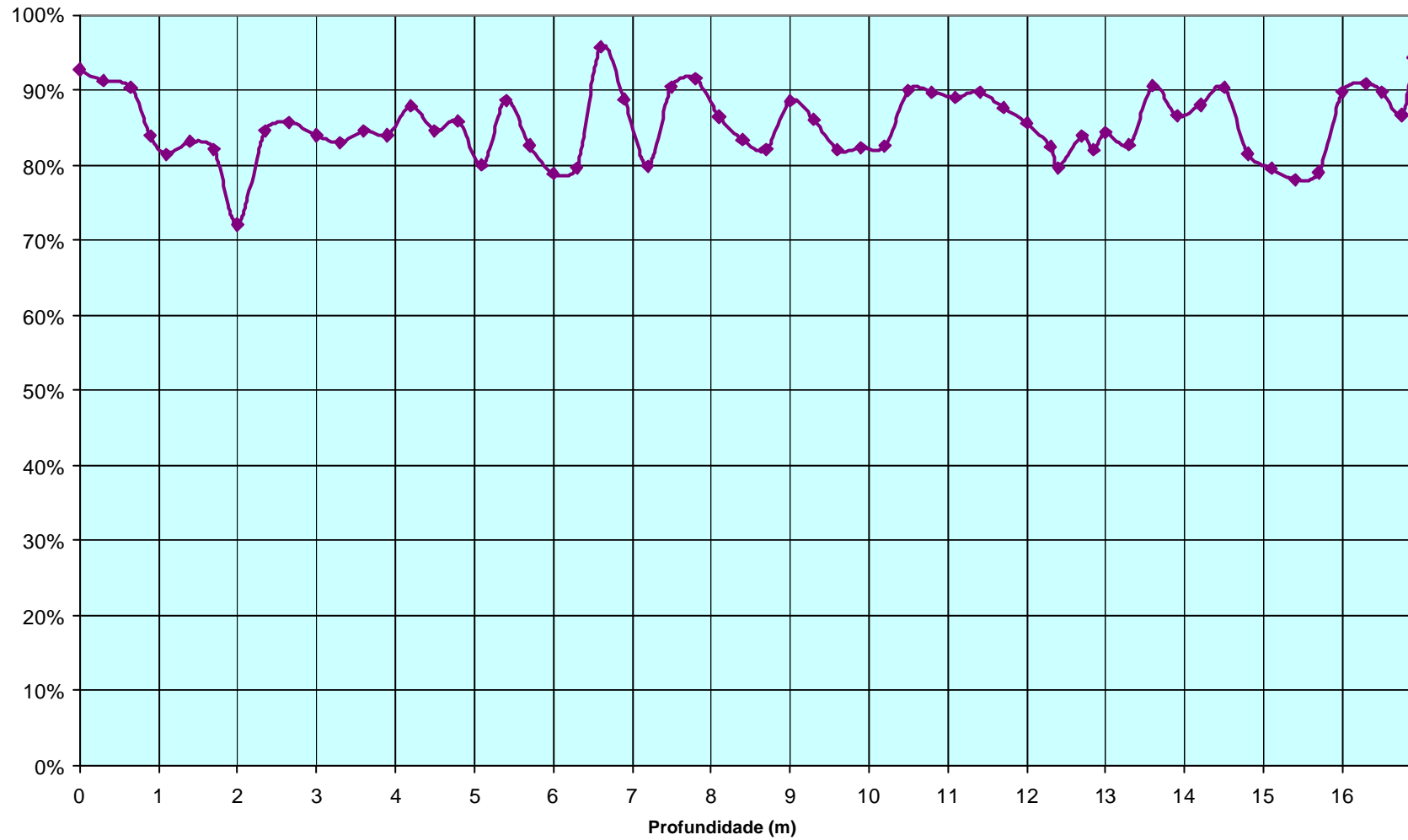
Gráfico 3.8- Abundância de fósseis
Testemunho B em - 5 campos - em profundidade e litologia



**Gráfico 3.9 - Abundância de fósseis
Testemunho B - 5 campos - em tempo**



**Gráfico 3.10 - Somatória do % de *Emiliana huxleyi* e de *Gephyrocapsa* spp.
Testemunho B - 5 campos - em profundidade**



4. ESTRATIGRAFIA DE ISÓTOPOS

Para um bom fatiamento da seção amostrada, a melhor solução foi a utilização da Estratigrafia de Isótopos (notadamente Carbono e Oxigênio), pois tais isótopos podem balizar as bruscas variações de temperatura que ocorreram no Quaternário, havendo até uma estratigrafia de estágios isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ bem estabelecida. Seus resultados permitem indicar os resultados da bioestratigrafia dos Foraminíferos Planctônicos, com excelente correlação entre as idades definidas por eles e os estágios isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$. A Estratigrafia Isotópica foi utilizada para auxiliar nas explicações das variações das populações de Nanofósseis Calcários.

4.1 Considerações teóricas

Isótopos são átomos com mesmo número atômico, ou seja, número de prótons iguais, porém com massa atômica diferente, portanto diferenciados pelo número de nêutrons. Os isótopos podem ser estáveis ou instáveis (radioativos). Alguns isótopos radioativos são úteis para a geocronologia, como o ^{14}C , principalmente para as pesquisas do Quaternário. Os isótopos estáveis podem ser utilizados para reconstruções paleoambientais.

Os isótopos apresentam propriedades físico-químicas semelhantes e se comportam da mesma forma, na maior parte dos fenômenos. Mas em alguns casos, se observados em detalhe, apresentam comportamentos físico-químicos diferentes, tendo como efeito o fracionamento isotópico, decorrente da diferença de peso atômico.

Um fenômeno muito importante para a Estratigrafia Isotópica é o fracionamento isotópico: a segregação parcial dos isótopos de um mesmo elemento durante os processos físicos e as reações químicas. Isso é causado pela variação da

cinética química, pressão de vapor e constantes de equilíbrio, em fenômenos como evaporação, condensação, cristalização, fusão, absorção e fotossíntese, (Hoefs, 1987).

A cinética química é inversamente proporcional à massa do isótopo. As ligações químicas envolvendo isótopos mais leves tendem a se quebrar mais rapidamente do que as que envolvem isótopos mais pesados. Portanto, em reações químicas os isótopos leves tendem a ser consumidos, concentrando os isótopos pesados nos reagentes restantes.

A pressão de vapor também é inversamente proporcional à massa do isótopo. Assim os isótopos leves tendem a ser incorporados à fase gasosa e os isótopos pesados tendem a ser segregados na fase líquida.

A composição isotópica de uma amostra é expressa, por convenção, como o desvio da razão entre os isótopos estáveis mais comuns, comparados a uma amostra padrão. Isto permite a comparação entre as diversas análises realizadas em diferentes laboratórios. O desvio da razão entre os isótopos é chamado de razão isotópica e é representada pela notação δ , dada em partes por mil (‰).

Em relação ao carbono foi estabelecido, na década de 1950, como padrão, amostras de *Belemnitella americana*, encontrada na Formação Pedee nos EUA (o padrão PDB). Porém, as amostras deste padrão já estão esgotadas. Por este motivo, utiliza-se atualmente a calibração norte-americana do National Bureau of Standard.

A razão isotópica do carbono é expressa pela equação 1:

$$\text{equação 1} \quad \delta^{13}\text{C} = 1000 \times \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{amostra}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{padrão}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{padrão}}}$$

No caso do oxigênio utilizava-se o padrão PDB e o Viena Standard-Mean-Ocean-Water (VSMOW), que foi definido num congresso em Viena, onde se

estabeleceu a água do oceano como padrão para o oxigênio. Atualmente só se utiliza este último padrão.

A razão isotópica do oxigênio é expressa pela equação 2:

$$\text{equação 2} \quad \delta^{18}\text{O} = 1000 \times \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}}$$

4.1.1 Isótopos de Oxigênio

O oxigênio é o elemento químico mais abundante na crosta terrestre, ocorrendo em compostos gasosos, líquidos e sólidos estáveis em ampla gama de temperatura e pressão. Tem número atômico 8 e possui três isótopos estáveis: ^{16}O (99,76% do total), ^{17}O (0,037%) e ^{18}O (0,199%). Devido às maiores abundâncias relativas e diferenças de massa, a razão isotópica do oxigênio é definida por $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (Bowen, 1988).

Este elemento é encontrado na atmosfera (compondo o vapor d'água, o CO_2 , e principalmente o O_2), na hidrosfera e nas rochas (óxidos, silicatos, carbonatos, etc).

Na hidrosfera o oxigênio circula de forma mais dinâmica. Em escala global o ciclo hidrológico pode ser considerado um sistema fechado e em equilíbrio com os processos de evaporação, precipitação, transpiração e respiração.

O isótopo ^{16}O , mais leve, é mais móvel, sendo preferencialmente carregado na evaporação. Em condições normais no ciclo hidrológico, o ^{16}O evaporado acaba retornando ao sistema, mantendo em equilíbrio o $\delta^{18}\text{O}$. Porém, em épocas glaciais a água dos oceanos é depletada em ^{16}O , pois a evaporação prefere este isótopo, e esse vapor acaba se precipitando na forma de neve, retida nas geleiras (fig. 4.1).

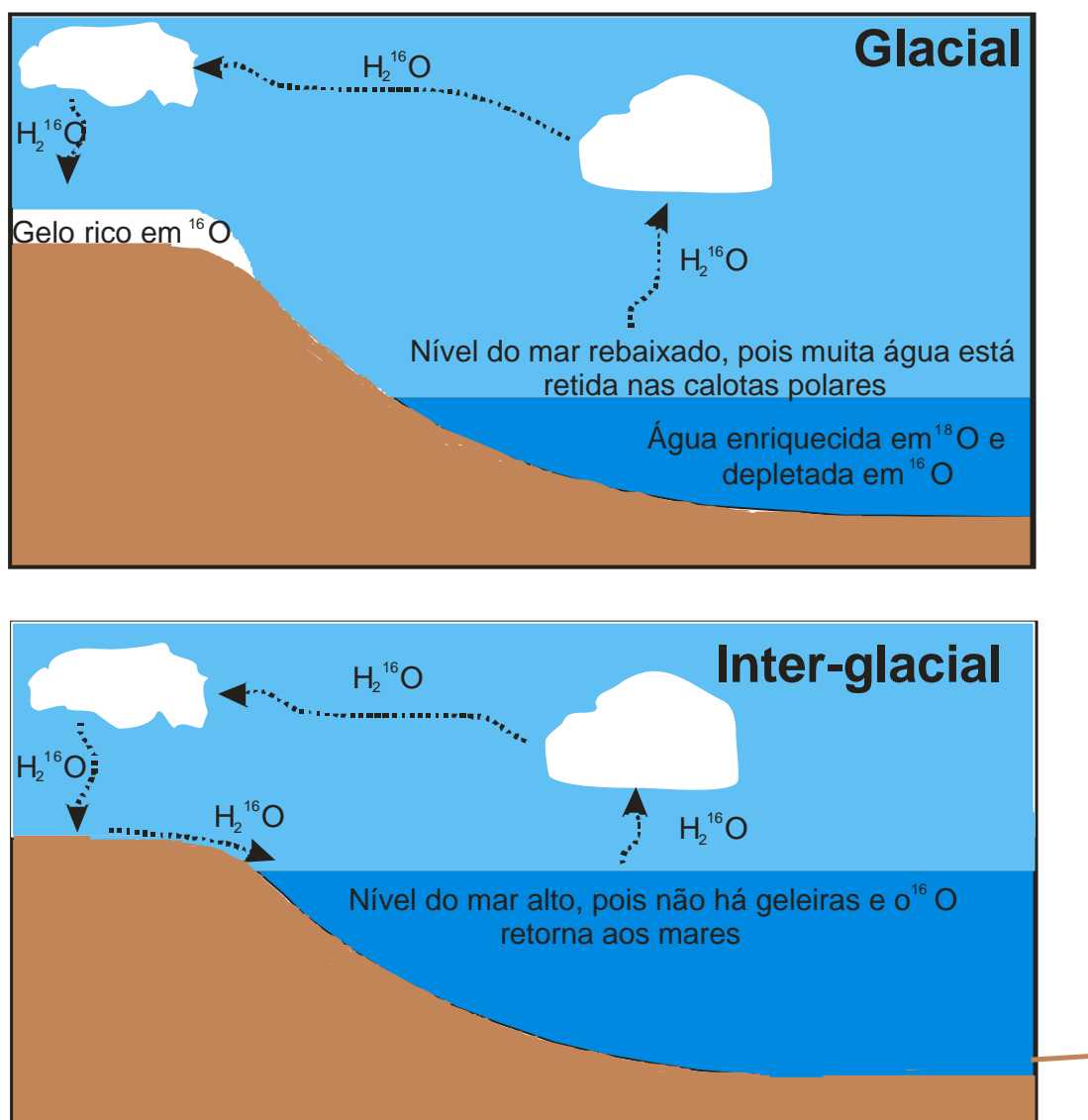


Figura 4.1 - Ciclo da água em relação ao $\delta^{18}O$ em condições inter-glaciais e glaciais. O isótopo ^{16}O evapora com mais facilidade por ser mais leve. (Figura fora de escala.)

Emiliani (1955, 1966) notou que os dados de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam variações, sendo possível correlacionar as idades correspondentes às épocas de glaciações e às épocas inter-glaciais. O autor estabeleceu os estágios de $\delta^{18}\text{O}$, onde a numeração par corresponde às épocas glaciais, e a ímpar às inter-glaciais. O Estágio 1, inter-glacial, ainda está em andamento. Posteriormente, Martinson *et. al.* (1987) calculou as idades absolutas destes estágios.

4.1.2 Isótopos de Carbono

O elemento químico Carbono tem concentração relativamente baixa na terra, porém, na biosfera e em depósitos de rochas carbonáticas tem concentração bastante significativa. Em geral, os compostos inorgânicos de carbono são mais oxidados, comparados aos produzidos na biosfera, permitindo um contraste que possa estudar o fracionamento isotópico desse elemento na natureza, (Hoefs, 1987). O carbono apresenta doze isótopos, sendo que apenas o ^{14}C é importante entre os radioativos. Entre os estáveis destacam-se o ^{12}C (98,89% do total) e o ^{13}C (1,11%).

O carbono circula no sistema terra-atmosfera, na forma de CO_2 , em dois processos metabólicos principais: através da fotossíntese, assimilado pelas plantas, sob forma de compostos orgânicos diversos e pela respiração, onde parte desse carbono retorna à forma de CO_2 . A fotossíntese do fitoplâncton prefere ^{12}C , discriminando o ^{13}C , incorporando mais ^{12}C na matéria orgânica formada nesse processo, (Rodrigues, 2005).

No final dos anos 30 estudos pioneiros de Nier & Gulbrassen e Murphey & Nier (*apud.* Hoefs, 1987) mostraram que carbonatos concentravam ^{13}C preferencialmente em relação aos compostos orgânicos. Os diferentes processos envolvidos nos carbonatos e na biosfera separam isotopicamente os dois processos.

As variações do $\delta^{13}\text{C}$ guardam grande correlação com as variações de suprimento de nutrientes. Shackelton (1987) relaciona as variações de valores do $\delta^{13}\text{C}$ com mudanças no reservatório de carbono e no ciclo de carbono global. Épocas de excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ são identificadas como períodos de aceleradas e eficientes transferências de matéria orgânica enriquecida em ^{12}C do meio oceânico para os sedimentos, ou seja, um maior aporte de nutrientes. Por outro lado, fases intermitentes de baixos valores de $\delta^{13}\text{C}$ são comumente associadas a condições oceanográficas normais, oligotróficas. Isto será discutido em detalhe no capítulo 5.

4.2 Resultados isotópicos

4.2.1 - $\delta^{13}\text{C}$

Nota-se, no Graf. 4.1, que a partir do início do Estágio 5 de $\delta^{18}\text{O}$ houve uma rápida queda, seguida de um rápido aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, passando para um patamar estabilizado de variação entre 0,5 ‰ e 1,5 ‰, desde a porção final do Estágio 5 até o Estágio 2, com raros valores fora desta variação. No Estágio 1 nota-se novamente um rápido aumento no $\delta^{13}\text{C}$. O Estágio 6 apresenta valores pouco abaixo de 1 ‰.

A abundância relativa de Nanofósseis Calcários tem uma correlação positiva fraca, com a maior excursão negativa correspondendo a valores não muito expressivos de baixa abundância. As maiores excursões positivas não têm correspondido a grandes picos de abundância.

Uma melhor correlação foi obtida comparando o $\delta^{13}\text{C}$ com a abundância de espécimes de *Gephyrocapsa* (vide cap. 5).

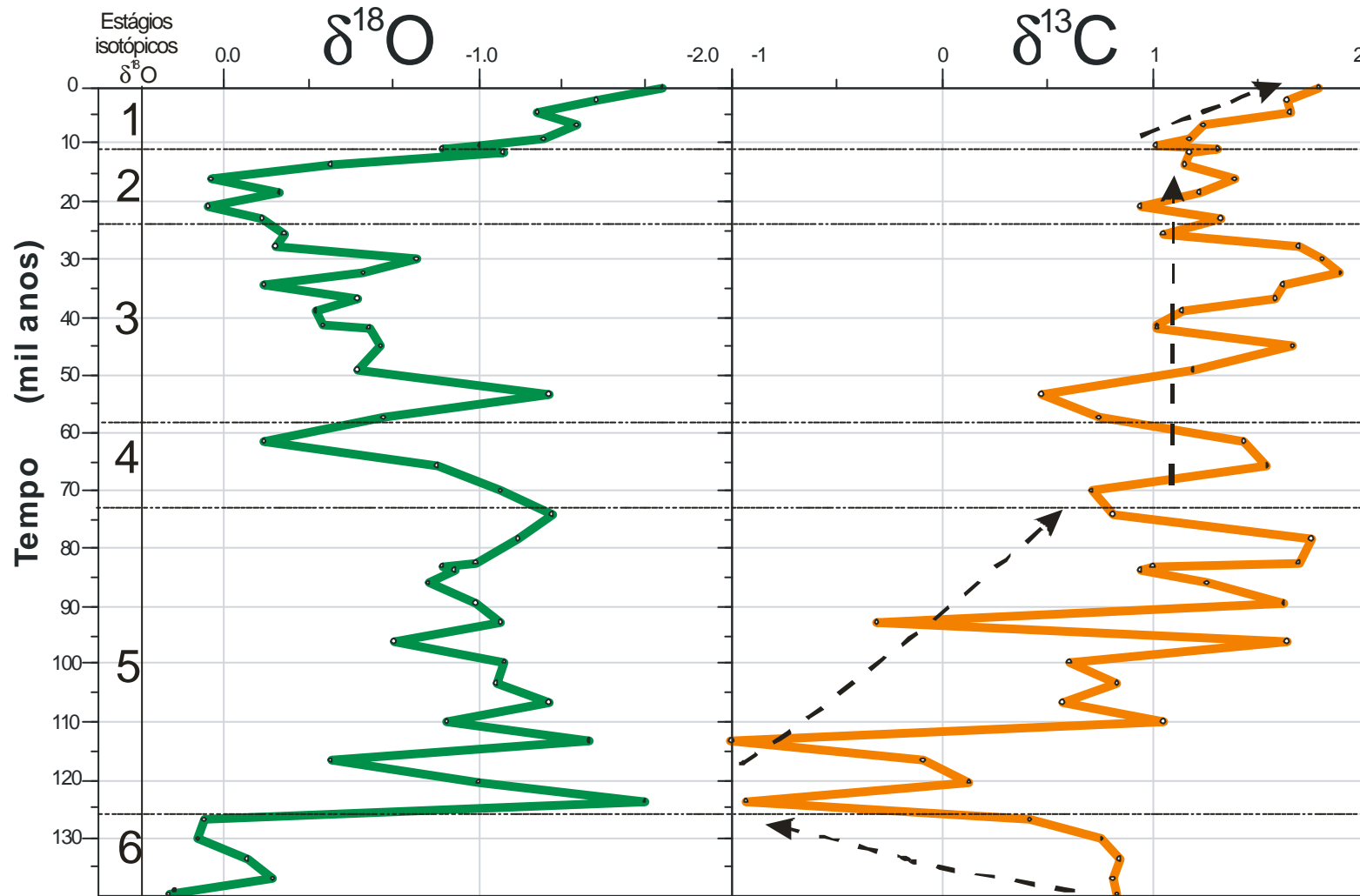


Gráfico 4.1 - Resultados de Estratigrafia Química por Isótopos Estáveis no Testemunho B.

4.2.2 – $\delta^{18}\text{O}$

No presente estudo, os resultados bioestratigráficos foram correlacionados com os resultados de isótopos estáveis, notadamente com os estágios de $\delta^{18}\text{O}$ de Emiliani (1955, 1966).

Notou-se uma excelente correlação entre a curva de $\delta^{18}\text{O}$ do Testemunho B e a curva obtida por Damuth *et. al.* (1988) para o Atlântico Sul (fig. 4.2). Essa perfeita correlação levou a basear todas as idades preferencialmente nos estágios de oxigênio, em detrimento às taxas de sedimentação, que têm menos controle e correlação com outros padrões.

As idades absolutas dos estágios propostas por Martinson *et. al.*, 1987 (vide graf. 4.2) foram aplicadas ao testemunho, o que permitiu a localização dos estágios glaciais de Emiliani (1955, 1966), vide graf. 4.3. Nota-se que toda passagem de um estágio glacial para o estágio interglacial subsequente é brusca, com uma intensa e rápida excursão negativa (seta vermelha no graf. 4.3), já as passagens interglaciais para glaciais são mais suaves e demoradas (seta azul no graf. 4.3). O aquecimento é brusco e rápido, mas o resfriamento é mais gradual, no intervalo de tempo estudado.

No graf. 4.4 observam-se influências das variações glaciais e interglaciais, com um aumento da abundância em toda passagem dos estágios isotópicos pares para os ímpares (glacial para interglacial). O máximo da abundância foi observada na base do Estágio 3.

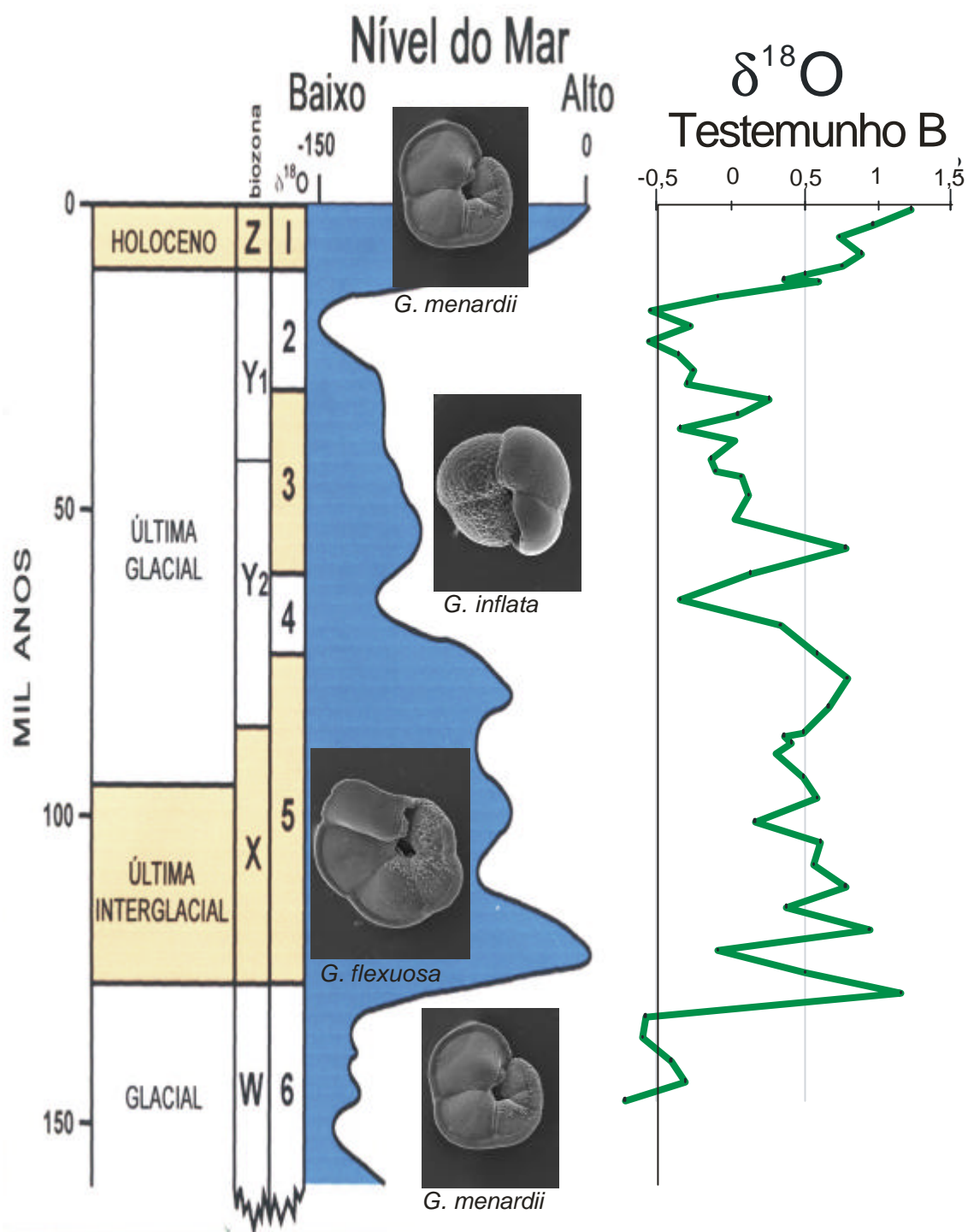


Figura 4.2 - Comparação das curvas de $\delta^{18}\text{O}$ do Testemunho B com o modelo de Damuth et. al. (1988) para o Atlântico Sul (Modificado de Kowsmann e Vicalvi, 2003. Fig. 2).

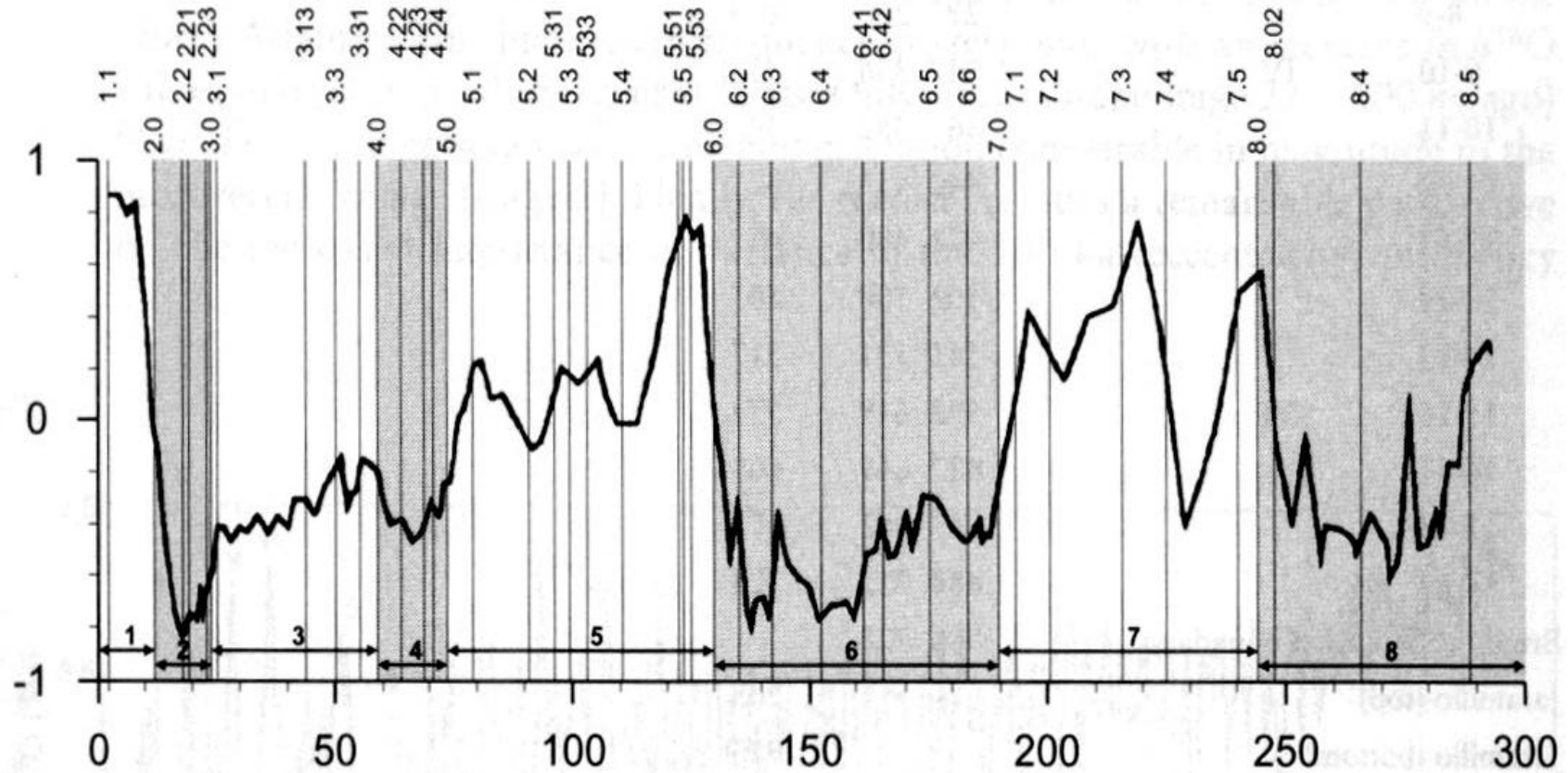


Gráfico 4.2 - Estágios de $d_{18}O$ compostos de diversos oceanos. Os sub-estágios 5a a 5e estão centralizados nos pontos 5.1 a 5.5 respectivamente. (Modificado de Bradley, 1999, fig. 6.15, pag. 211)

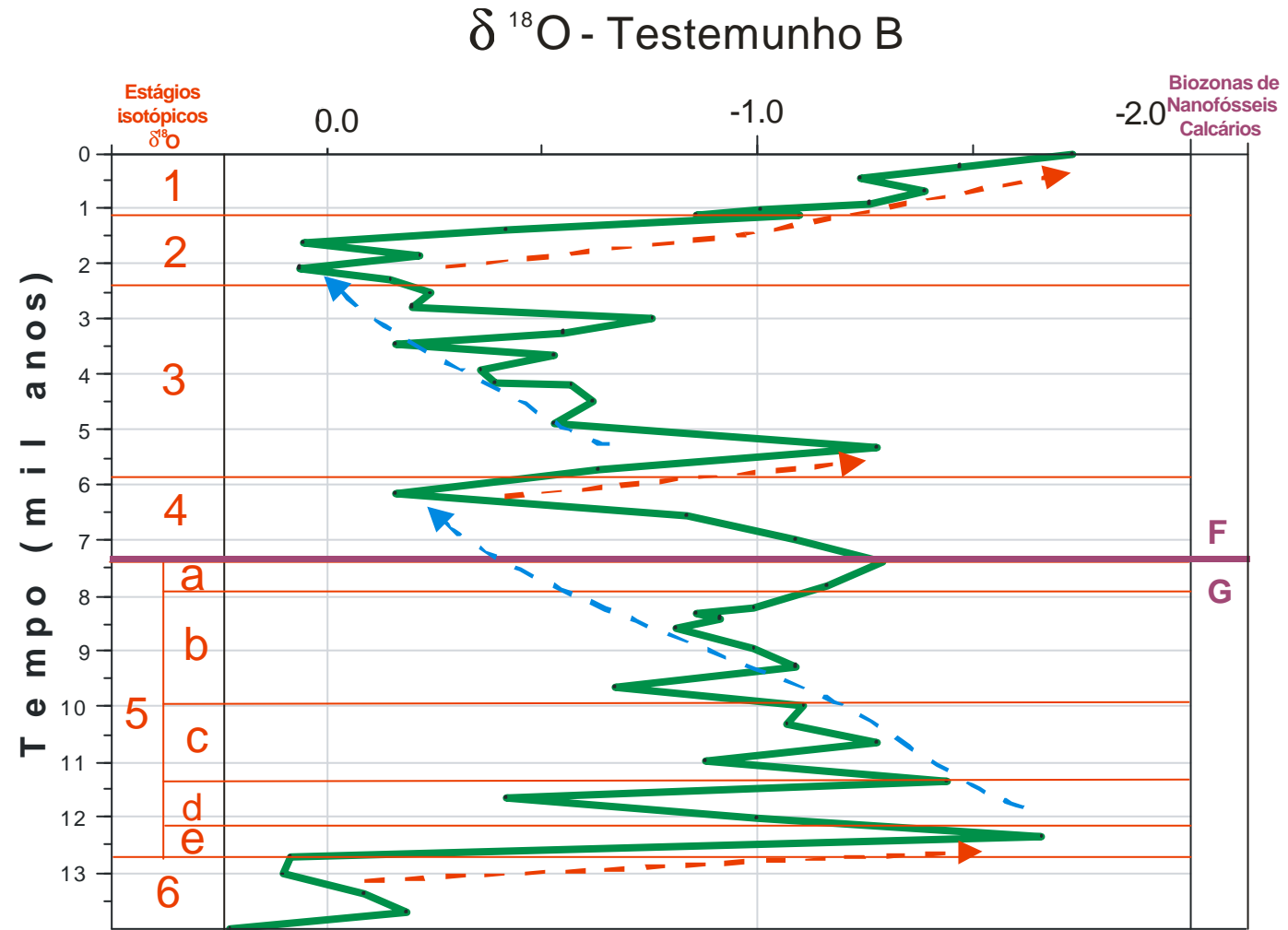


Gráfico 4.3 - Reconhecimento dos estágios glaciais de Emiliani (1955, 1966) e sub-estágios de Martinson et. al. (1987) e limite das biozonas F e G de Nanofósseis Calcários no Testemunho B.

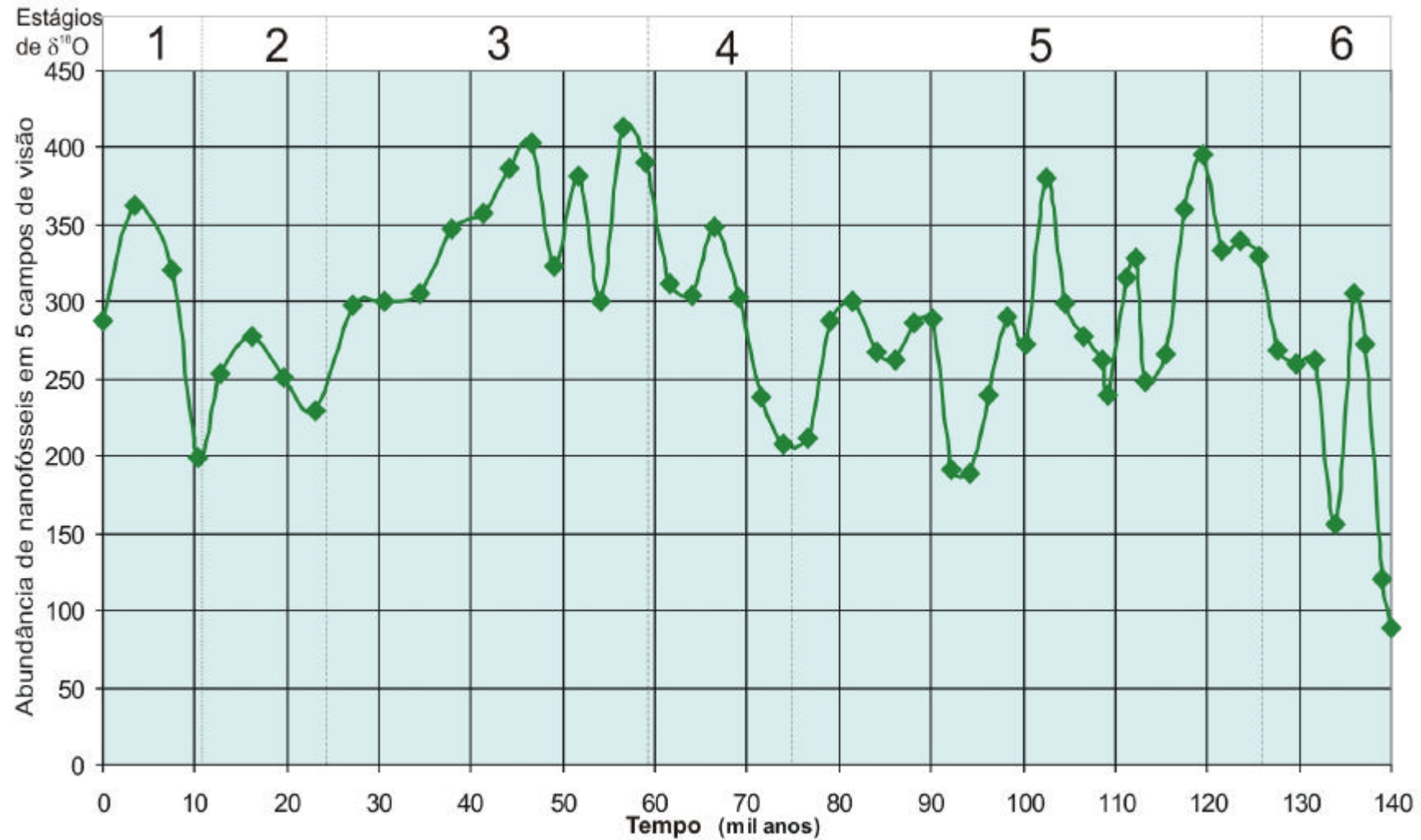


Gráfico 4.4 - Reconhecimento dos estágios glaciais de Emiliani (1955, 1966) e abundância de Nanofósseis Calcários em 5 campos de visão.

5. DISCUSSÃO DOS DADOS

No presente capítulo apresenta-se a integração dos dados de Bioestratigrafia e Estratigrafia de Isótopos, tratados isoladamente nos capítulos anteriores. Além disso, também são associados dados de paleoclima e paleoceanografia.

5.1 Limite F/G

O limite F/G foi estimado em 79 mil anos no Testemunho A (vide graf. 3.2), correspondente ao Estágio 5a de $\delta^{18}\text{O}$ (vide graf. 4.3).

Já no Testemunho B, o limite foi observado entre 71,4 e 74 mil anos pelo cálculo da taxa de deposição. A análise de isótopos de Oxigênio mostra que o limite coincide com a passagem do Estágio 4 para o 5 (vide graf. 5.1). O limite destes estágios isotópicos foi calculado por Martinson *et. al.* (1987) em 74 mil anos.

A diferença de idades absolutas entre os dois testemunhos pode ser explicada pelo método de cálculo dessas idades, levando em conta que a taxa de sedimentação foi homogênea e sem interrupções (hiatos, discordâncias e não-deposições) dentro de cada biozona de Foraminíferos Planctônicos. Como apenas o Testemunho B tem análise de $\delta^{18}\text{O}$, utilizou-se este testemunho com duas ferramentas para balizar as idades. O limite posicionado na base do Estágio 4, próximo ao proposto por Gartner (1977) e ao proposto por Thierstein *et. al.* (1977) para mares temperados (vide tabela 3.2), possibilitou comprovar que a passagem entre os intervalos bioestratigráficos F e G é mais nova que o limite das biozonas Y₂ e X de Foraminíferos Planctônicos.

O graf. 5.2 mostra uma tentativa de ajuste do limite F/G com o limite do Estágio 4 para o 5 no Testemunho A.

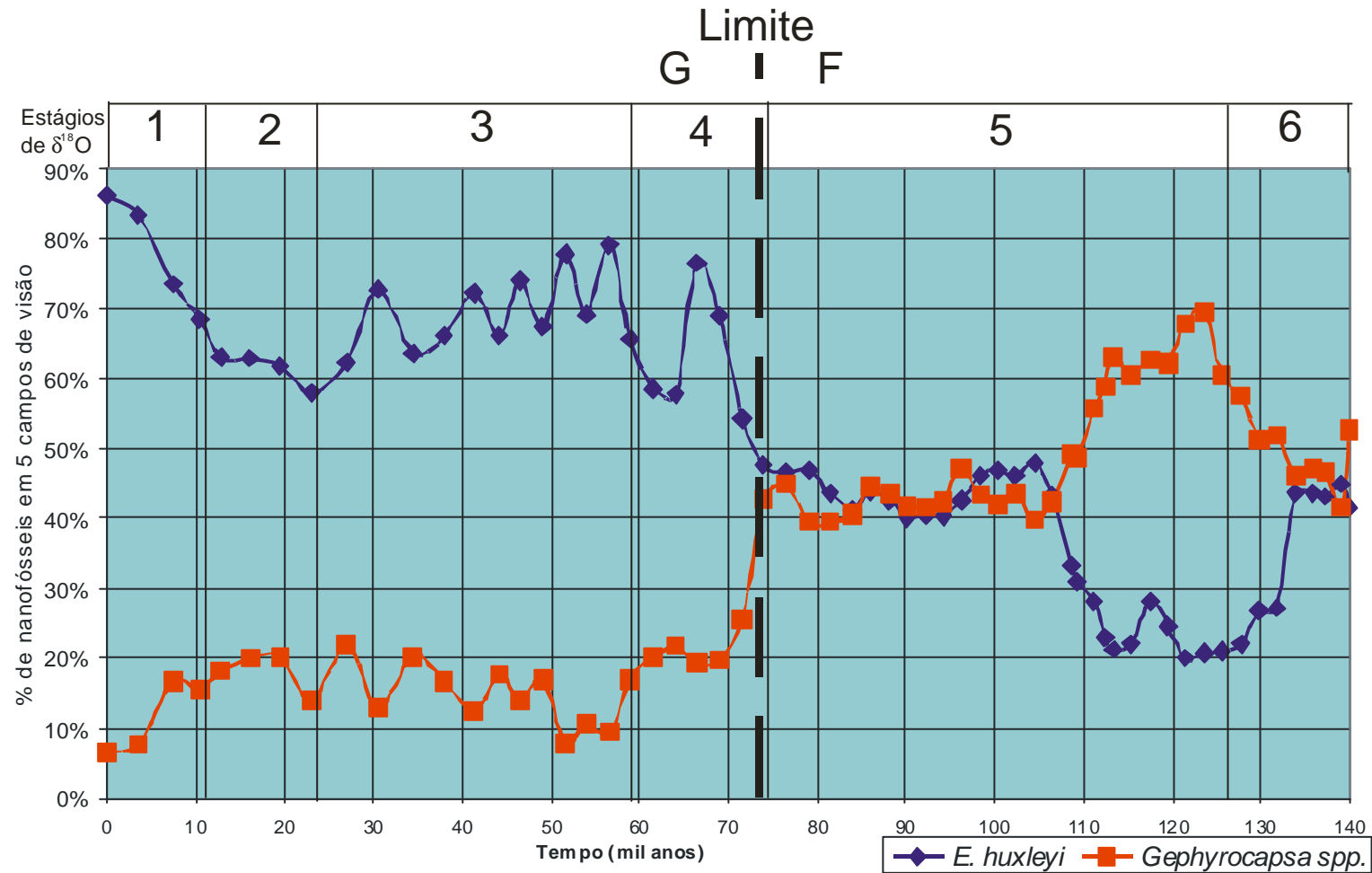


Gráfico 5.1 - Reconhecimento dos estágios glaciais de Emiliani (1955, 1966), abundância relativa dos taxa principais de Nanofósseis Calcários e limite F/G no Testemunho B.

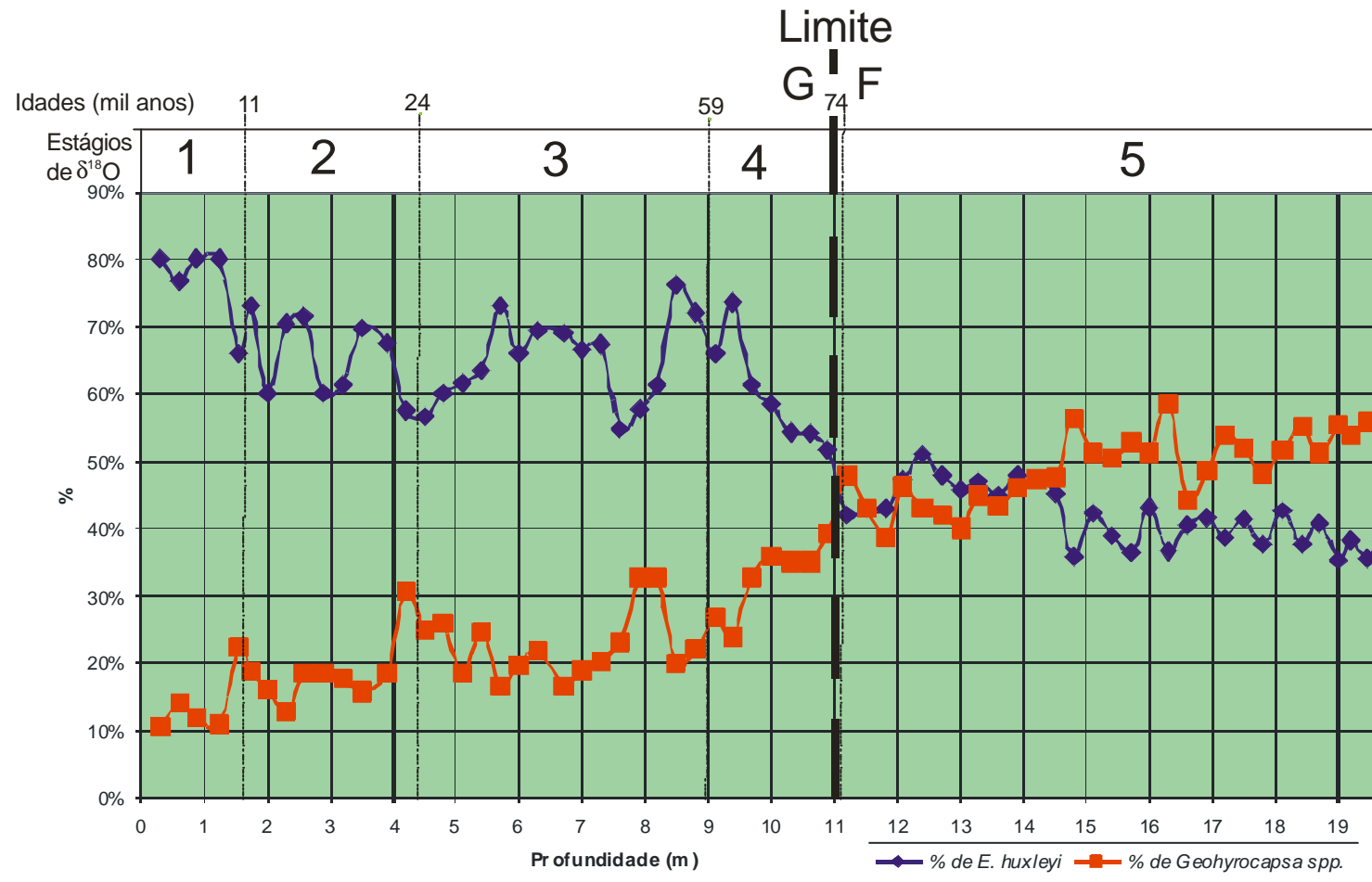


Gráfico 5.2 - Reconhecimento dos estágios glaciais de Emiliani (1955, 1966) no Testemunho A, por correlação com os resultados dos isótopos do Testemunho B, além da abundância relativa dos principais taxa de Nanofósseis Calcários.

5.2 Condições de disponibilidade de nutrientes

As variações de disponibilidade de nutrientes podem ser a explicação para o comportamento da população de cocolitoforídeos. As variações do $\delta^{13}\text{C}$ guardam grande correlação com as variações de suprimento de nutrientes.

5.2.1. Abundância de Nanofósseis Calcários x $\delta^{13}\text{C}$

O graf. 5.3 mostra a relação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, os estágios isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e a abundância total de Nanofósseis Calcários em cinco campos de visão no Testemunho B. Existe uma correlação negativa entre as variáveis, podendo estar refletida a influência das variações de suprimento de nutrientes, conforme já discutido no item 4.2.1, porém, de uma forma não tão marcante, devendo se tratar de um fator mais secundário. Há uma melhor correlação entre a curva de abundância e de $\delta^{18}\text{O}$, principalmente no Estágio Isotópico de Oxigênio 5, mostrando que a abundância deve estar também condicionada a efeitos climáticos, além da disponibilidade de nutrientes.

No graf. 5.4 estão confrontadas as distribuições dos *taxa* majoritários no Testemunho B: *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp., os dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e os estágios isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$. O gênero *Gephyrocapsa* vêm sendo utilizado em estudos de monitoramento de condições pretéritas de disponibilidade de nutrientes (Takahashi & Okada, 2001). A espécie *Gephyrocapsa oceanica* é adaptada a águas quentes costeiras, ricas em nutrientes (Okada & Honjo, 1975).

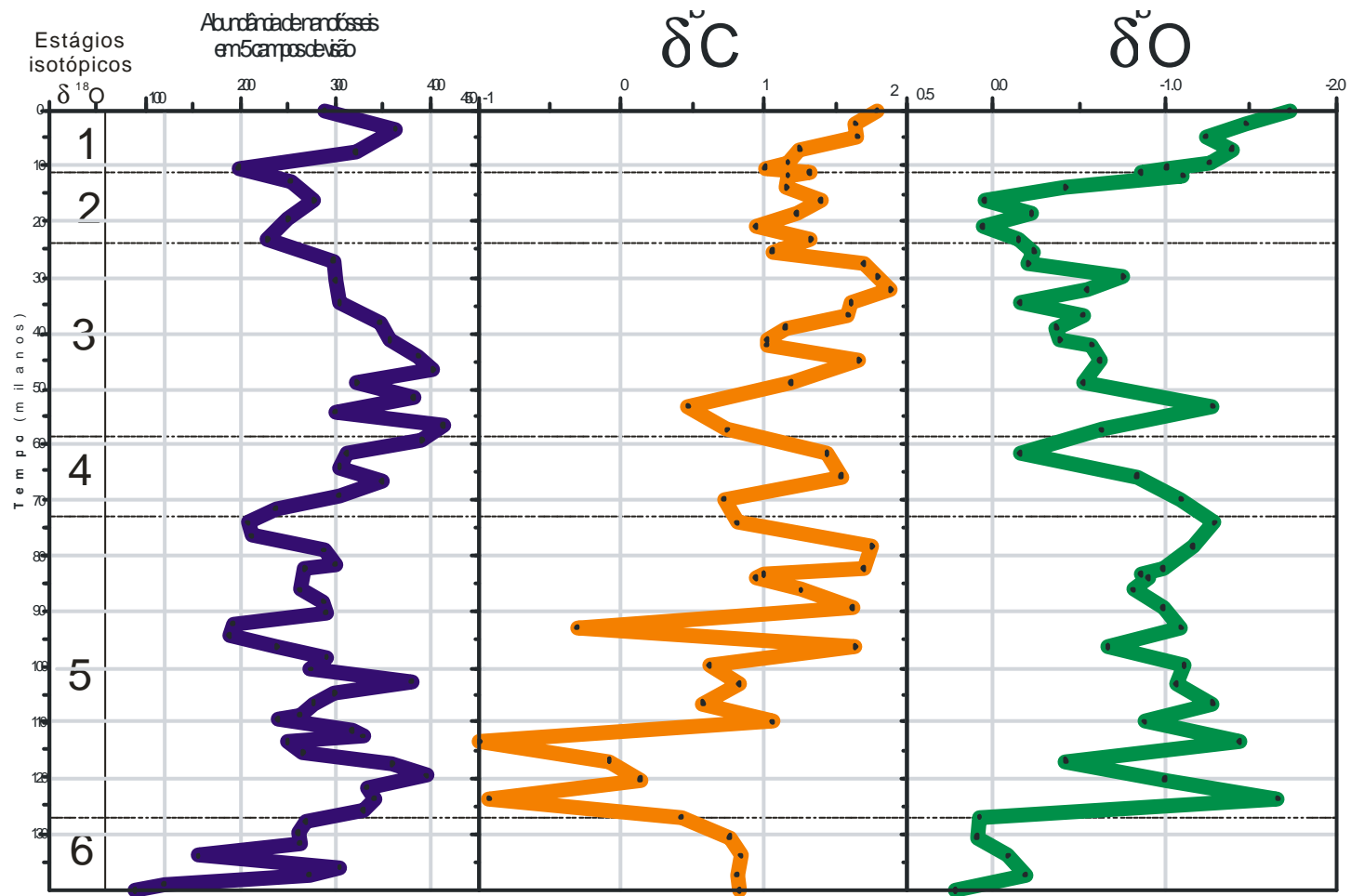


Gráfico 5.3 - Comparação entre $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, abundância relativa de nanofósseis em 5 campos de visão e estágios isotópicos de $\delta^{18}O$ no Testemunho B.

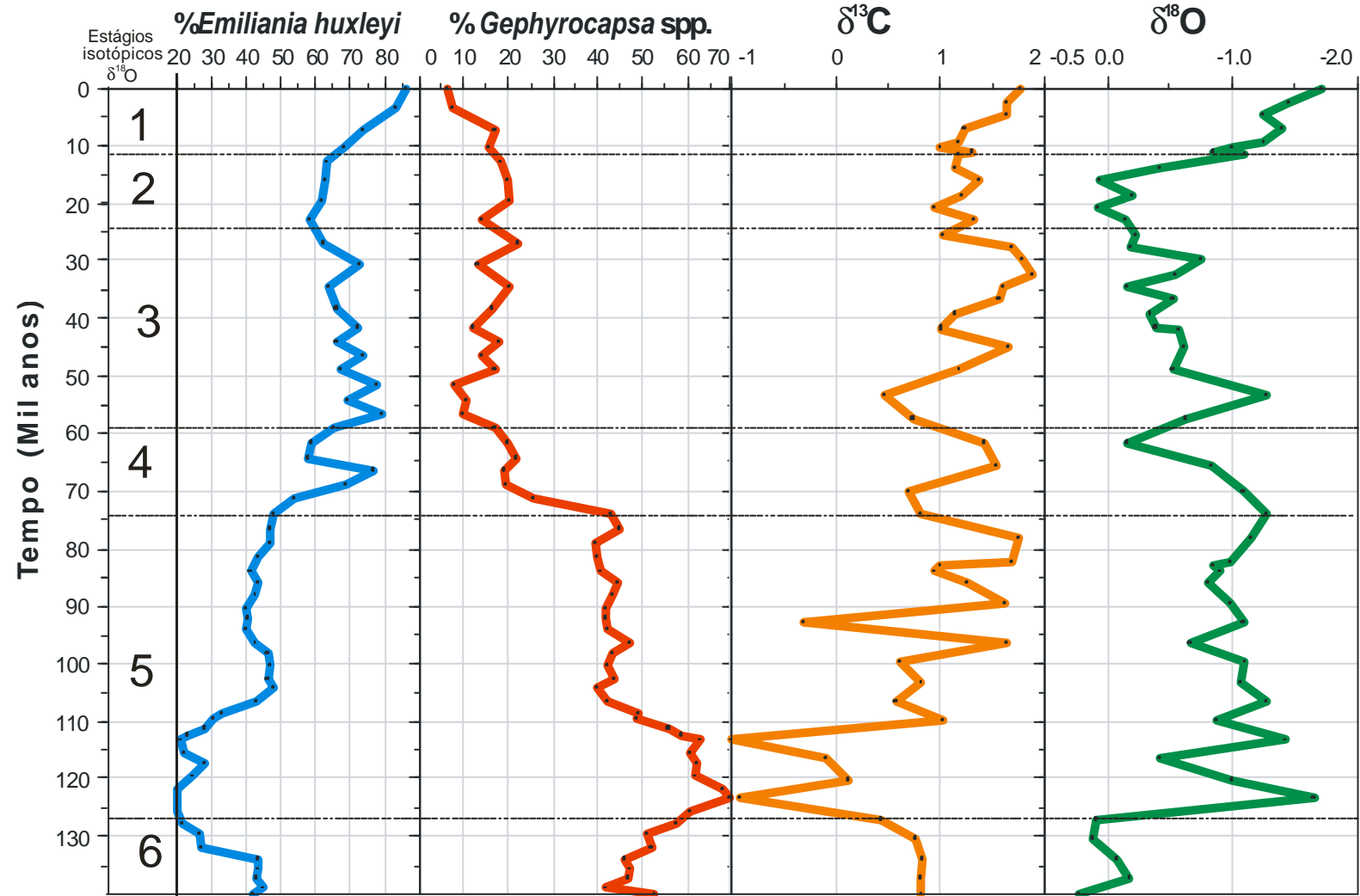


Gráfico 5.4 - Comparação entre a frequência de *Emiliana huxleyi*, de *Gephyrocapsa* spp., $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, e estágios isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$.

As variações de $\delta^{13}\text{C}$ comparadas às variações em percentual da abundância de *Gephyrocapsa* exibem um comportamento especular, pois a abundância de *Gephyrocapsa* assim como excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ são indicadoras de condições de maior disponibilidade de nutrientes do oceano (vide graf. 5.5). A partir dos resultados pode-se inferir que ocorreram variações na disponibilidade de nutrientes na área.

Uma amostragem mais densa nos testemunhos A e B poderá refinar as similaridades entre as curvas de $\delta^{13}\text{C}$ x *Gephyrocapsa* spp. e $\delta^{18}\text{O}$ x *Emiliana huxleyi*.

No gráfico 5.6 estão confrontadas as distribuições de *E. huxleyi*, os dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e os estágios isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$. Geralmente, a abundância percentual de *E. huxleyi* no presente aumenta em direção às altas latitudes (Okada & Honjo, 1973), podendo corresponder a preferência por temperaturas mais baixas, o que explicaria a boa correlação entre *E. huxleyi* e os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$.

No entanto, os Estágios isotópicos 1 e 5 indicam menor volume de geleiras (altas temperaturas) e apresentam diferentes valores de abundância de *E. huxleyi*. Isto indica que houve uma alteração em outra variável além da temperatura, que pela curva de $\delta^{13}\text{C}$ sugere que é a disponibilidade de nutrientes. Esta hipótese é corroborada pela boa correlação entre a abundância de *E. huxleyi* e de $\delta^{13}\text{C}$, pois se no Estágio 1 é mais quente, a abundância de *E. huxleyi* pode ser explicada pela excursão positiva do $\delta^{13}\text{C}$ (vide graf. 5.4).

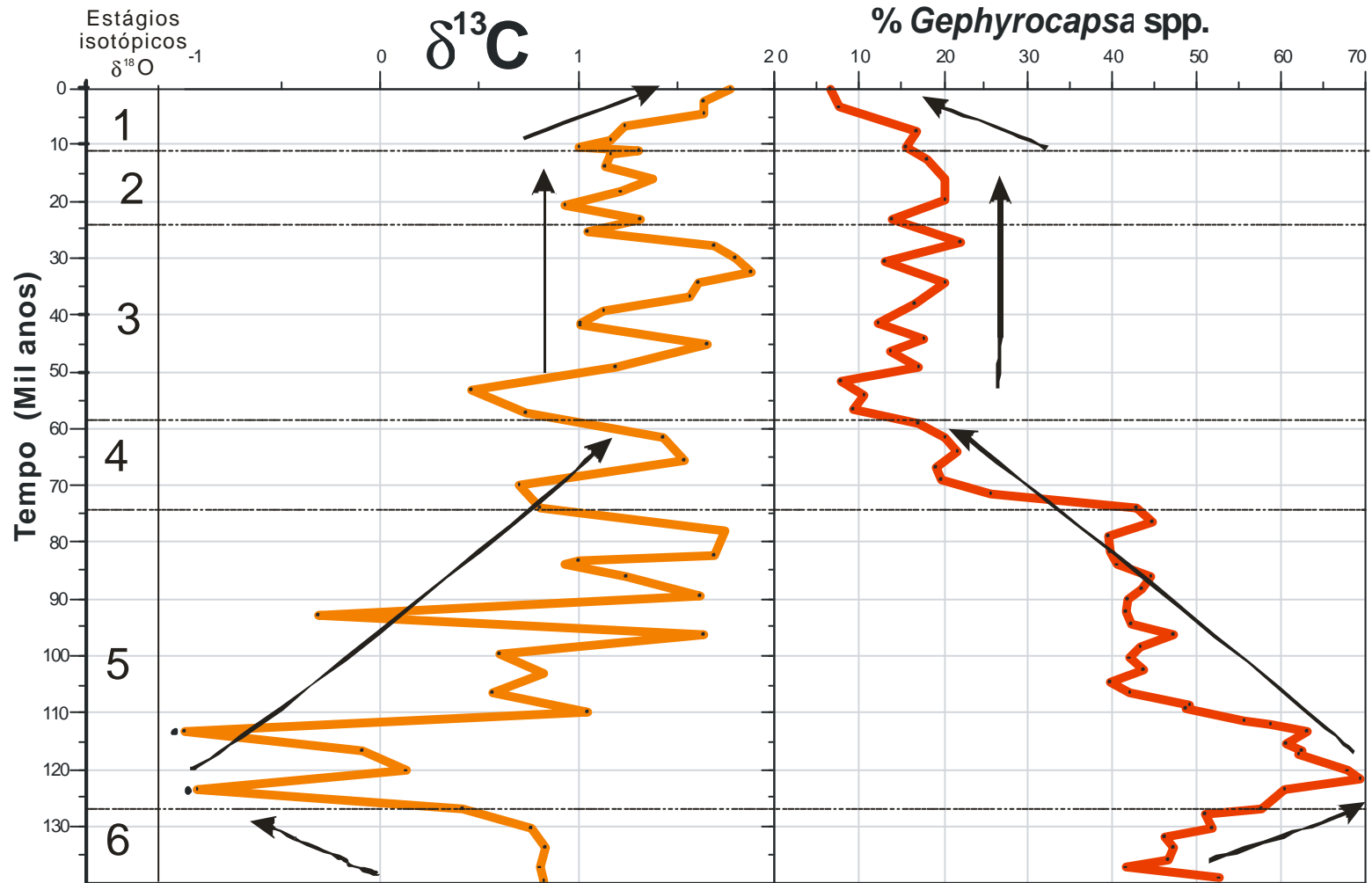


Gráfico 5.5 - Abundância relativa de nanofósseis do gênero *Gephyrocapsa* comparada com as variações de $\delta^{13}\text{C}$ no Testemunho B.

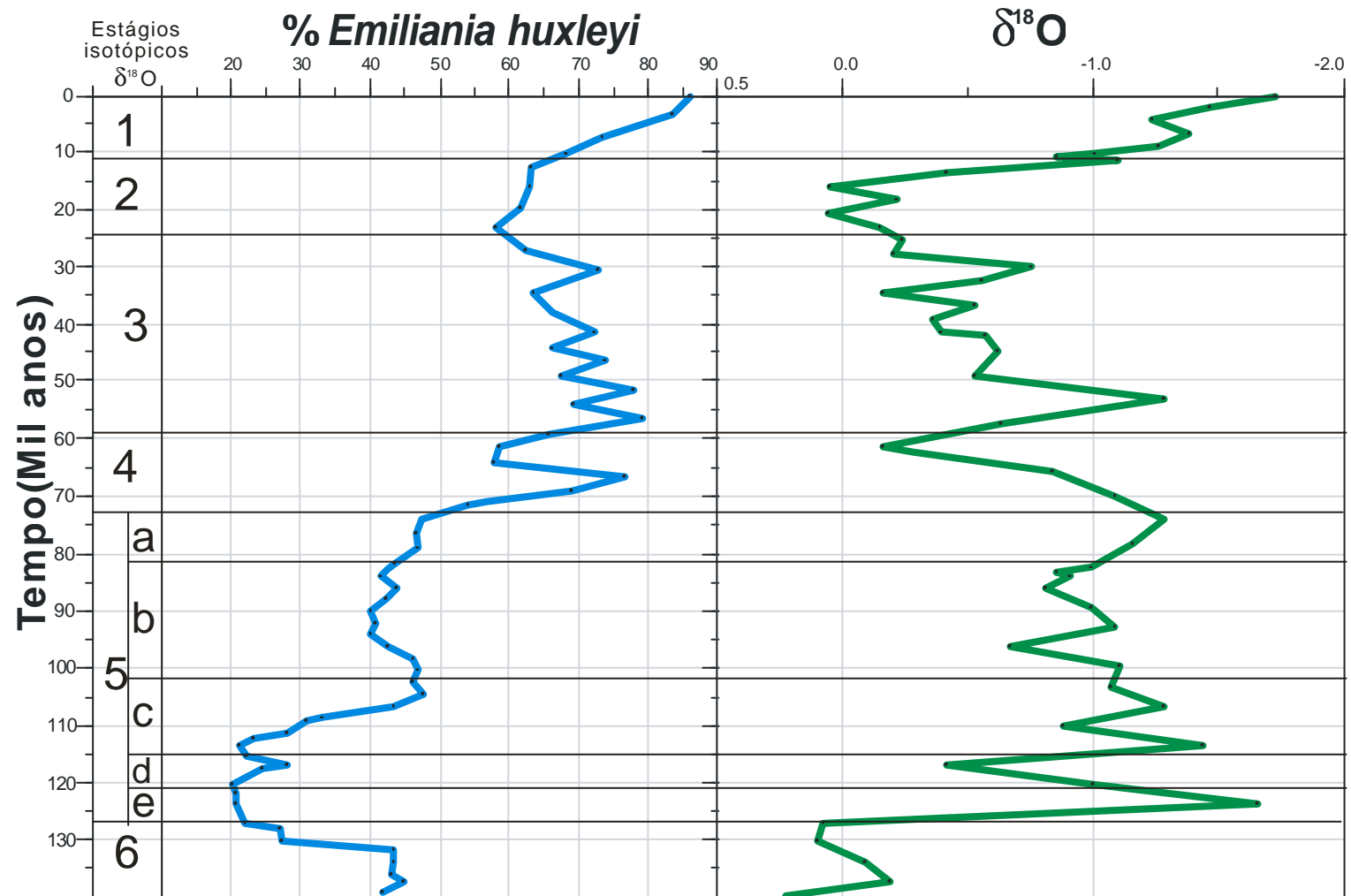


Gráfico 5.6 - Comparação entre a frequência de *Emiliana huxleyi*, $\delta^{18}\text{O}$ e estágios isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$.

5.2.2. Paleo-Rio Paraíba do Sul

A área de estudo é cortada por dois paleocanais do Sistema Turbidítico do Itabapoana (Viana *et al.*, 2001, *apud.* Machado *et. al.*, 2004), vide fig. 5.1. Os autores observaram, no fundo marinho, vestígio de um sistema turbidítico bastante vigoroso, mas já em várias partes recoberto por *drape* lamoso. Tal sistema não esteve ativo no Holoceno, inclusive em seu *canyon* alimentador, que se mostra em parte cicatrizado nos dados disponíveis. A análise do vale inciso do Rio Paraíba do Sul (Machado *et al.* 2001 e 2002, *apud.* Machado *et. al.*, 2004) indica que este rio foi alimentador do Sistema Turbidítico do Itabapoana, alternando, por avulsão do seu vale inciso, o encaixe dos *canyons* Almirante Câmara, Itabapoana e São Tomé, como é sugerido na fig. 5.2.

Na fig. 5.3 apresenta-se um possível curso do Paleo-Rio Paraíba do Sul sugerido pelos embainhamentos das curvas da batimetria, com um contexto de rebaixamento de 100 metros do nível do mar, bastante plausível no Quaternário. A foz do paleo-rio estaria muito próxima à área de estudo.

Portanto, a questão da frequência de *Gephyrocapsa* pode estar refletindo a disponibilidade de nutrientes, ora fornecidos, ora não, pelo Paleo-Rio Paraíba do Sul, quando esteve alimentando o Sistema Turbidítico do Itabapoana (vide fig. 5.3).

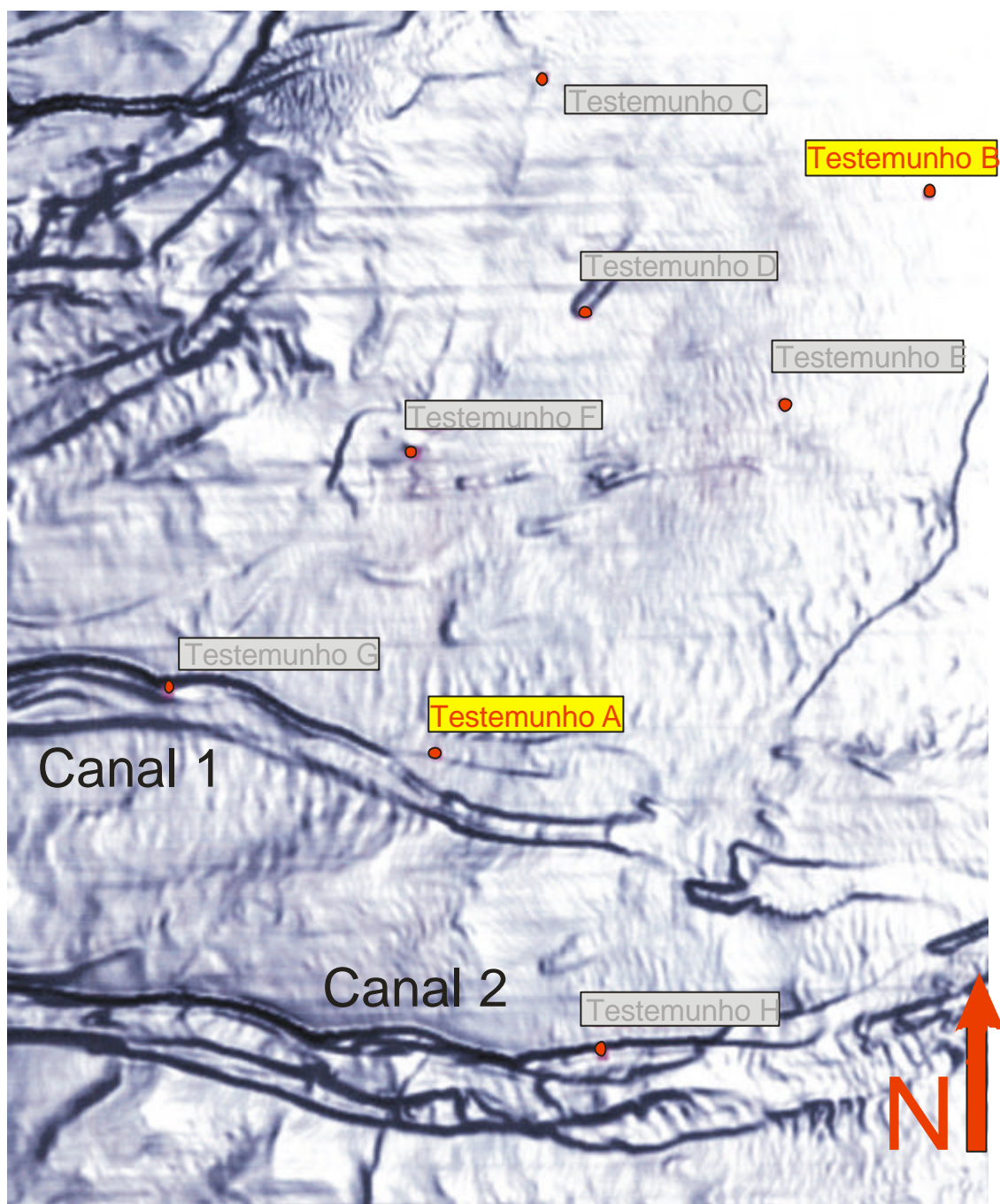


Figura 5.1 - Localização dos canais do Sistema Itabapoana (Machado et. al.,2004). Modificado de Kowmann e Vicalvi (2003) fig. 1.

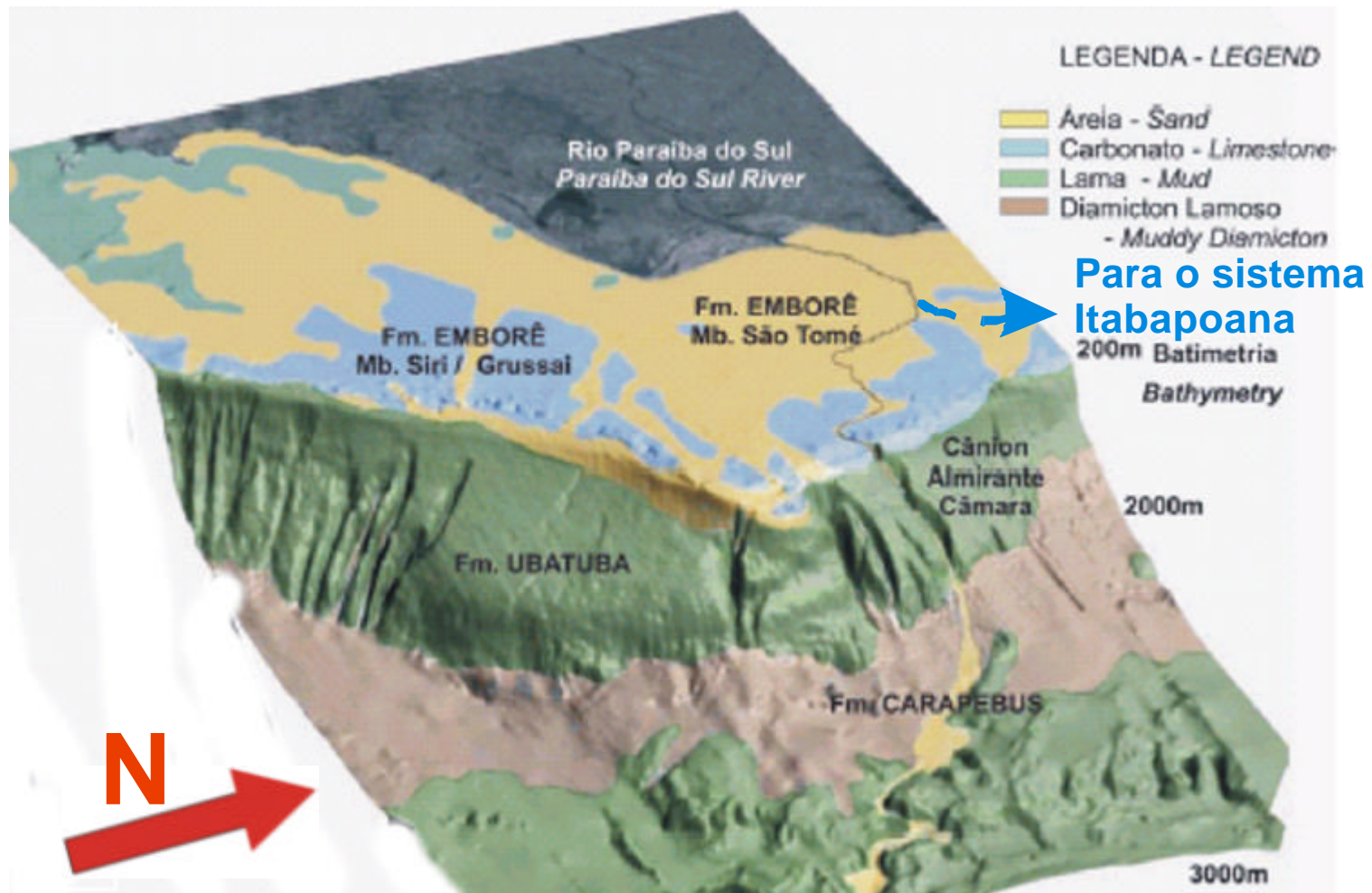


Figura 5.2 - Mapa da fisiografia do fundo do mar na Bacia de Campos. Notar os sistemas turbidíticos alimentados pelo Rio Paraíba do Sul, como o Canyon Almirante Câmara e a saída para o Sistema Itabapoana, que está fora do mapa, para o norte. (Modificado de Machado et. al., 2004, fig. 1, pag. 289).



Figura 5.3 - Eventual curso do Rio Paraíba do Sul com um rebaixamento de cerca de 100 m do nível do mar, exibindo uma grande proximidade de sua foz com a área de estudo. (Modificado de SIGEO)

5.3 Evento de resfriamento rápido na base do Estágio 1

Observa-se na base de Estágio Isotópico 1 de ^{18}O , um episódio rápido de resfriamento há cerca de 11 a 10 mil anos, vide graf. 5.7 da curva de $\delta^{18}\text{O}$. A transição do último período glacial, que terminou cerca de 16 mil anos atrás, para o atual interglacial exibiu um breve e intenso retorno às condições frias há cerca de 11 mil anos. Tal evento foi reconhecido a partir de uma variedade de registros paleoclimáticos, como as variações no conteúdo polínico, a composição dos testemunhos de gelo, a granulometria em depósitos de *loess*, a geoquímica de sedimentos oceânicos e a presença de morenas glaciais. O Evento *Younger Dryas* é considerado um dos melhores exemplos de oscilação rápida do clima.

Este evento reconhecido no Hemisfério Norte, já foi identificado no norte da América do Sul por Van't Veer *et. al.* (2000) e sugerido por Toledo (2000) para a porção sudeste do território oceânico brasileiro. O evento Huelmo/Mascardi no Hemisfério Sul começou um pouco antes do *Younger Dryas* e ambos terminaram na mesma época (Hajdas *et. al.*, 2003). Ainda há dúvidas se tais eventos estão conectados e como estariam conectados.

O *Younger Dryas* é bem estabelecido na região do Atlântico Norte, tornando-se mais problemático o controle de sua evidência e cronologia para outras áreas do mundo. Este evento pode também ser confundido com outros intervalos rápidos de resfriamento, como o que ocorreu há 8,2 mil anos (Martin *et. al.*, 1997) na América do Sul tropical, se o controle das idades é fraco.

Rutter (2003) discute que o *Younger Dryas* parece ter escala global, apesar de seu sinal variar na intensidade. O possível Evento *Younger Dryas* pode ser visto em destaque na curva de $\delta^{18}\text{O}$ (vide graf. 5.7). Conforme a ressalva acima, não há

um controle bem detalhado das idades, principalmente com uma datação bem adensada pelo método de ^{14}C para o intervalo. É possível sugerir um evento de resfriamento mais antigo que o de Martin *et. al.* (1997).

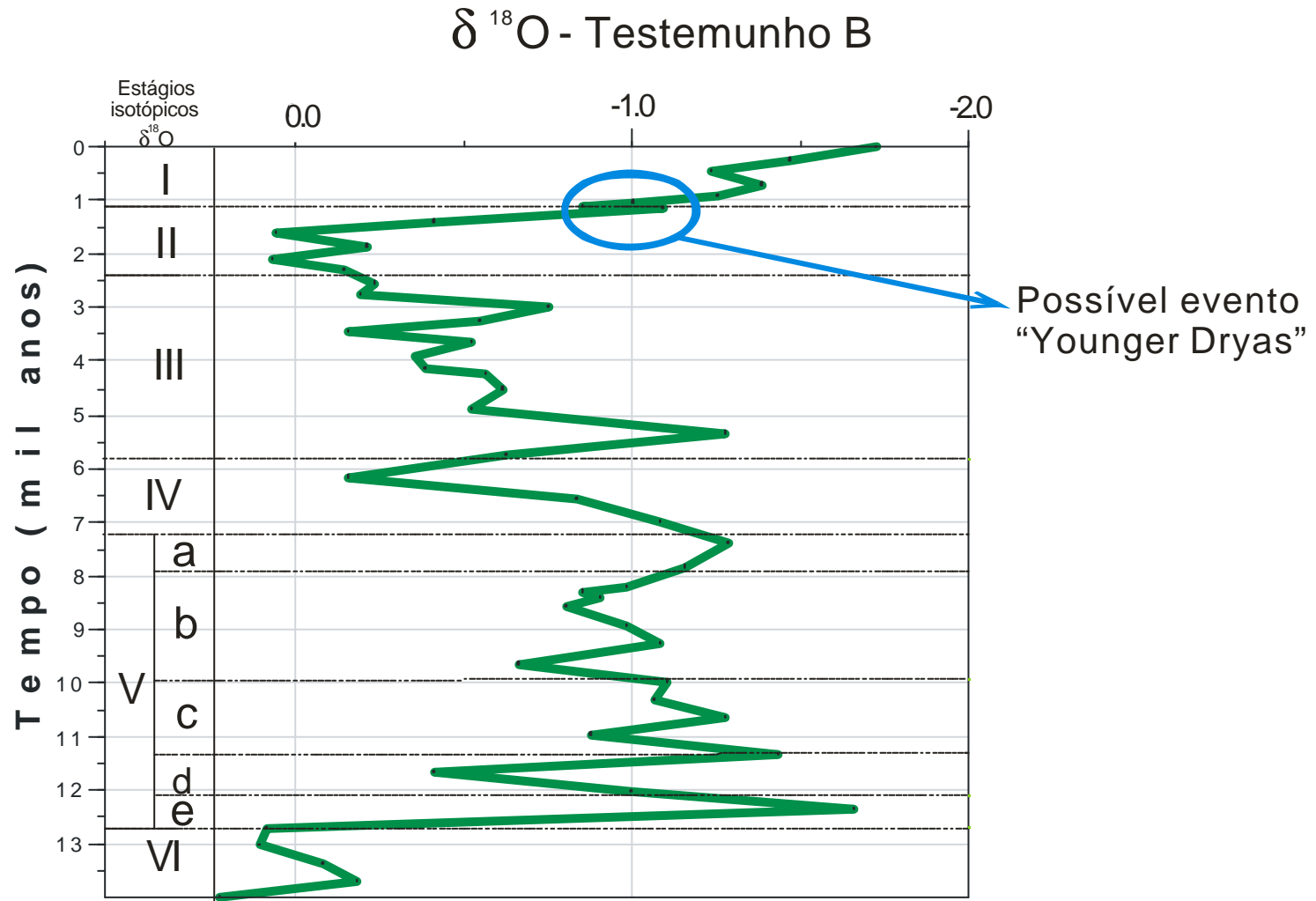


Gráfico 5.7 - Reconhecimento dos estágios glaciais de Emiliani (1955,1966) e sub-estágios de Martinson et. al. (1987) no Testemunho B.

6. CONCLUSÕES E SUGESTÕES

A aplicabilidade do método de Nanofósseis Calcários foi comprovada com o reconhecimento do limite F/G.

O método de Estratigrafia de Isótopos de Carbono e Oxigênio só foi possível ser aplicado no Testemunho B, mas superou as expectativas, mostrando perfeita correlação com os modelos para o Quaternário.

A integração dos dois métodos (Bioestratigrafia e Análise de Isótopos) permitiu um melhor fatiamento da seção, principalmente com base nos estágios isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$.

Em ambos os testemunhos o limite F/G foi encontrado acima do limite Y/X. No Testemunho A o limite F/G foi posicionado acima, ou seja, mais novo que os 85 mil anos propostos por Thierstein *et. al.* (1977) e Antunes (1994), para áreas tropicais e subtropicais. No Testemunho B, com base nos cálculos de taxas de sedimentação, chegou-se a cerca de 74 mil anos. Como o Testemunho B tem ainda calibração na Estratigrafia de Isótopos de Oxigênio, foi possível estabelecer que o limite ocorre na passagem do Estágio Isotópico de Oxigênio 4 para o 5, concordando com a idade proposta por Gartner (1977) e Thierstein *et. al.* (1977) para áreas temperadas.

Dois *taxa* sobressaíram nas análises qualitativas: *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. Estes *taxa* apresentam comportamento quase especular, com o predomínio de uma espécie e decréscimo do outro *taxa*, exceto por pequenos períodos de concorrência dos dois, durante o final do Estágio Isotópico de Oxigênio 5.

Os resultados da curva de $\delta^{18}\text{O}$ mostraram uma perfeita correlação com as curvas padrões de Emiliani (1955, 1966), Martinson *et. al.* (1987) e Damuth *et. al.* (1988), permitindo um bom balizamento das idades do Testemunho B.

A *E. huxleyi* apresenta uma correlação melhor com a curva de $\delta^{18}\text{O}$, enquanto os *Gephyrocapsa* correlacionam-se melhor com a curva de $\delta^{13}\text{C}$. Isso mostra que a variação de *E. huxleyi* é afetada pela paleotemperatura, enquanto a de *Gephyrocapsa* spp. pela variação da disponibilidade de nutrientes nos mares. A disponibilidade de nutrientes passou de abundante a escassa em certo intervalo de tempo, podendo ser explicada pelo Paleo-Rio Paraíba do Sul, que em certas épocas de mar baixo, em épocas glaciais, desembocava próximo à área de estudo disponibilizando material continental.

Pode-se concluir que na área abrangida pelo trabalho o início do bio-evento de acme de *Emiliana huxleyi* ocorreu depois do que era previsto. Novos estudos de Bioestratigrafia de Nanofósseis Calcários e Estratigrafia de Isótopos devem ser realizados. Estes estudos poderão comprovar se esse relativo atraso do bio-evento é regional ou apenas efeito local do aporte de material continental pelo Sistema Turbidítico do Itabapoana, que enriqueceu de nutrientes e permitiu a continuidade da abundância de *Gephyrocapsa*.

-A continuidade das análises e pesquisas na área norte da Bacia de Campos é recomendada, pois os resultados desta pesquisa são bastante promissores e requerem confirmação.

-O estudo deve ter continuidade com a análise de outros testemunhos na área, para se testar a hipótese da atuação do Sistema Turbidítico do Itabapoana, na questão do aporte de nutrientes.

-O Testemunho B, onde a curva de $\delta^{18}\text{O}$ apresentou uma excelente correlação com os modelos de Emiliani (1955, 1966), Martinson *et. al.* (1987) e Damuth

et. al. (1988), merece um adensamento na amostragem para um maior detalhamento da curva.

-Datações por ^{14}C possibilitarão melhor caracterização do possível evento *Younger Dryas*.

REFERÊNCIAS

ANTUNES, R. L. 1994. Bioestratigrafia dos Nanofósseis Quaternários da Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**. Rio de Janeiro. v. 8, n. 2/4, p. 295-313.

ANTUNES, R. L. 1998. **Nanofósseis Calcários e sua bioestratigrafia no Cretáceo da margem continental brasileira: bacias do Ceará e Potiguar**. 1998. 269 f. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

ASMUS, H. E.; PORTO, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26. 1972. **Anais...** Belém. Pará. SBG. v.2, p. 67-90.

BOWEN, R. 1988. **Isotopes in the Earth Sciences**. Nova York. Elsevier. 647 p.

BOWN, P. 1998. **Calcareous Nannofossil Biostratigraphy**. Londres. Chapman & Hall. 314 p.

BRADLEY, R. S. 1999. **Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary**. (International Geophysics Series. v. 68). New York. Elsevier. 614 p.

BRUMMER, G. J. A.; VAN EIJDEN, A. J. M. 1992. Blue-ocean paleoproductivity estimates from pelagic carbonate mass accumulation rates. **Marine Micropaleontology**. v. 19, p. 99-117.

CEPEMAR 2004. **Produção e escoamento de óleo e gás no campo de Jubarte**. Estudo de impacto ambiental. p. 1010. Disponível em: <<http://www.ibama.gov.br/licenciamento/eias.php>>. Acesso em 20 fev. 2005.

DAMUTH, J. E.; FLOOD, R. D.; KOWSMANN, R. O.; BELDERSON, R. H.; GORINI, M. A. 1988. Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (Gloria) and high-resolution seismic studies. **AAPG Bulletin**, v. 72, n. 8, p. 885-911.

EMILIANI, C. 1955. Pleistocene temperatures. **Journal of Geology**, v. 63, p. 538-578.

EMILIANI, C. 1966. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and generalized temperature curve of the past 425,000 years. **Journal of Geology**, v. 74, p. 109-124.

ERICSON, D. B.; WOLLIN, G. 1968. Pleistocene Climates and Chronology in Deep-Sea Sediments. **Science**, v. 162, n. 3859, p. 1227-1234.

FLORES, J. A.; GERSONDE, R.; SIERRO, F. J. 1999. Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record. **Marine Micropaleontology**, v 37, p. 1-22.

GARTNER, S. Jr. 1977. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. **Marine Micropaleontology**, v 2, p. 1-25.

GONÇALVES, H. M. S. 1989. Sistemática e bioestratigrafia dos Nanofósseis Calcários do Neógeno e Quaternário (Pleistoceno inferior) da área central da Bacia de Santos. 1989. 3 v. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências. Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 1989.

HABITEC 2002. **Produção e escoamento de óleo e gás no campo de Albacora Leste**. Relatório de impacto ambiental. p. 31. Disponível em: <<http://www.ibama.gov.br/licenciamento/rimas/rima13/RIMA%20b.pdf>>. Acessado em 20 jan. 2005.

HAJDAS, I.; BONANIA, G.; MORENOB, P. I. e ARIZTEGUIC, D. 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. **Quaternary Research**. v. 59, n. 1, p. 70-78.

HINE, N. & WEAVER, P. P. E. 1998. Quaternary. *In* Bown, P. 1998 **Calcareous Nannofossil Biostratigraphy**. Londres. Chapman & Hall. 314 p.

HOEFS, J. 1987. **Stable Isotope Geochemistry**. Berlin. Springer-Verlag. 241 p.

JORDAN, R. W.; BROERSE, A. T. C.; HAGINO, K.; KINKEL, H.; SPRENGEL, C.; TAKAHASHI, K.; YOUNG, J. R. 2000. Taxon List for studies of modern nannoplankton. **Marine Micropaleontology**, v. 39, p. 309-314.

JORDAN, R. W. 2002. Environmental applications of calcareous nannofossils. *In* Haslett, S. K. **Quaternary environmental micropaleontology**. Arnold. p. 185-206.

JORDAN, R. W.; CROS, L.; YOUNG, J. R. 2004. A revised classification scheme for living haptophytes. **Micropaleontology**. v. 50, sup. 1, p. 55-79.

KOWSMANN, R. O.; VICALVI, M. A. (Eds). 2003. **Descrição e datação dos furos da Campanha Bucentaur 2003 na área de estudo**. Relatório GEOF nº 008/2003. Relatório parcial. Rio de Janeiro. CENPES/PDEXP: 8 p.

MACHADO, L. C. R.; KOWSMANN, R. O.; ALMEIDA Jr. W.; MURAKAMI, C. Y.; SCHREINER, S., MILLER D. J.; PIAUILINO, P. O. V. 2004. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos; modelo para heterogeneidades de reservatório. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**. Rio de Janeiro. v. 12, n. 2, p. 287-315.

MARTIN, L.; BERTEAUX, J.; CORRÈGE, T.; LEDRU, M. P.; SIFEDDINE, A.; SOUBIÈS. F.; WIRRMANN, D.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. 1997. Astronomical forcing of contrasting rainfall changes in tropical South America between 12.4 to 8.8 kyr BP. **Quaternary Research**, v. 82, p. 3889-3911.

MARTINI, E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation. 1971. *In*: PLANKTONIC CONFERENCE, 2, Roma. **Proceedings...** v. 2. p. 739-785.

MARTINSON, D. G.; PISIAS, N. G.; HAYS, J. D.; IMBRIE, J.; MOORE, T. C.; SHACKELTON, N. J. 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. **Quaternary Research**. v. 27, p. 1-29.

OKADA, H.; HONJO, S., 1973. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. **Deep-Sea Research**, v. 20, p. 355-374.

OKADA, H.; HONJO, S. 1975. Distribution of coccolithophores in Marginal Sea along the Western Pacific Ocean and in the Red Sea. **Marine Biology**, v. 31, p. 271-285.

PERCH-NIELSEN, K. 1985. Cenozoic calcareous nannofossil. *In* BOLLI, H. M.; SAUNDERS, J. B.; PERCH-NIELSEN, K. **Plankton Stratigraphy**. Cambridge, Cambridge University Press. p. 427-554.

RANGEL, H. D.; MARTINS, F. A. L.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 203-218.

RODRIGUES, R. 2005. Chemostratigraphy. In: Koutsoukos, E. (Ed). **Applied Stratigraphy**. Amsterdam: Springer, p. 165-178. (Topics in Global Geobiology. v. 23).

RUTTER, N. W. 2003. Is the Younger Dryas global in extent? **GSA Annual Conference**. Seattle. Disponível em: <http://gsa.confex.com/gsa/2003AM/finalprogram/abstract_63494.htm>. Acesso em: 31 maio 2005.

SHACKELTON, N. J. 1987. The carbon isotope report of the Cenozoic: history of organic burial and of the oxygen in the ocean and atmosphere, marine petroleum source rocks. In: Brooks, J.; Fleet, A. (Eds). **Marine Petroleum source rocks**. Londres (London Geological Society Special Publication, 26). p. 255-276.

TAKAHASHI, K.; OKADA, H., 2001. Paleooceanography for the last 195,000 years in the Solomon Sea (ODP Site 1109) by means of calcareous nannofossils. **Marine Micropaleontology**, v. 42, p. 45-59.

THIERSTEIN, H. R.; GEITZENAUER, K. R.; MOLFINO, B. 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: validation by oxygen isotopes. **Geology**, Colorado. v. 5, p. 400-404.

TOLEDO, F. A. L. 2000. Variações Paleooceanográficas nos últimos 30.000 mil anos no Oeste do Atlântico Sul: Isótopos de oxigênio, assembléias de Foraminíferos Planctônicos e Nanofósseis Calcários. 2000. 245 f. Tese (Doutorado em Geociências) Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

TOLEDO, F. A. L.; GONÇALVES, H. M. S.; COSTA, K. B. 2002. Nanofósseis Calcários Quaternários da Bacia de Campos, Brasil – Sistemática e Diagênese Primária. **Pesquisas em Geociências**. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v. 29, n. 1, p. 15-29.

VAN'T VEER, R., ISLEBE, G. A.; HOOGHMISTRA, H. 2000. Climatic change during the Younger Dryas chron in northern South America: a test of the evidence. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, p. 1821-35.

VICALVI, M. A. 1999. **Zoneamento Bioestratigráfico e Paleoclimático do Quaternário Superior do Talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo adjacente, com base em Foraminíferos Planctônicos**. 1999. 184 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

YOUNG, J. R.; BERGEN, J. A.; BOWN, P. R.; BURNETT, J. A.; FIORENTINO, A.; JORDAN, R. W.; KLEIJNE, A.; NIEL, B. E.; VAN, ROMEIN, A. J. T.; VON SALIS, K. 1997. Guidelines for coccolith and Calcareous nannofossil terminology. **Palaeontology**, v. 40, n. 4, p. 875-912.

ANEXO A

Tabulação da contagem de fósseis

ANEXO B

Fotografias

Todas as fotos dos Nanofósseis Calcários foram adquiridas no microscópio Zeiss Axioplan do CENPES em MO, sob luz polarizada.

Estampa 1

Foraminíferos Planctônicos (MEV)

1 – *Globorotalia flexuosa*

2 – *Globorotalia inflata*

3 – *Globorotalia menardii*

4 – *Pulleniatina obliquiloculata*

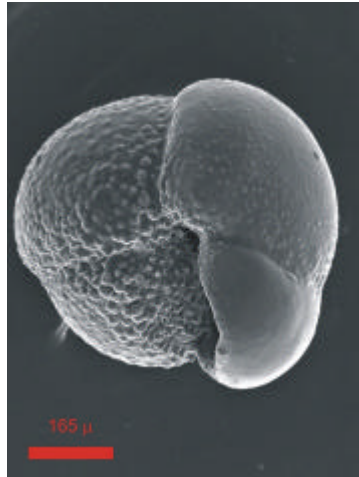
5 – *Globigerinoides ruber*

Fotografias de Foraminíferos Planctônicos ilustram os microfósseis marcadores das biozonas e a espécie da análise isotópica. Fotos cedidas pelo Dr. Felipe A. L. Toledo (de Toledo, 2000).

Estampa 1



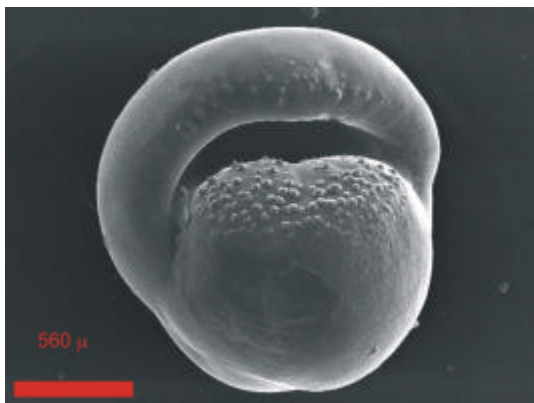
1



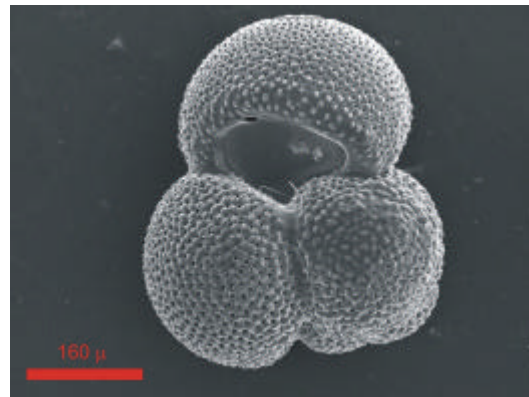
2



3



4



5

Estampa 2

Fotos em MO (luz polarizada) Zeiss Axioplan

1 – *Florisphaera profunda* (Testemunho B – 6,00 m)

2 – *Florisphaera profunda* (Testemunho A – 5,70 m)

3 – *Emiliana huxleyi* (Testemunho A – 5,70 m)

4 – *Emiliana huxleyi* (Testemunho A – 5,70 m)

5 – *Rhabdosphaera claviger* (Testemunho A – 5,70 m)

6 – *Rhabdosphaera claviger* (Testemunho B – 0,00 m)

7 – *Calciosolenia murrayi* (Testemunho B – 0,00 m)

8 – *Calciosolenia murrayi* (Testemunho A – 5,70 m)

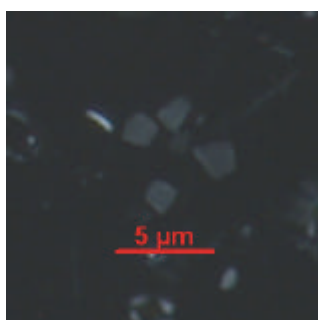
9 – *Calcidiscus leptoporus* (Testemunho A – 5,70 m)

10 – *Calcidiscus leptoporus* (Testemunho A – 0,90 m)

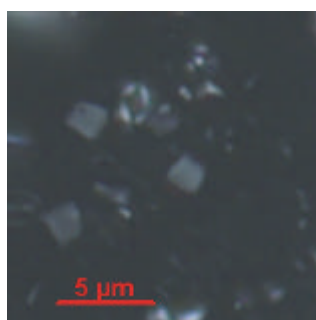
11 – *Coccolithus pelagicus* (Testemunho B – 6,00 m)

12 – *Coccolithus pelagicus* (Testemunho A – 5,70 m)

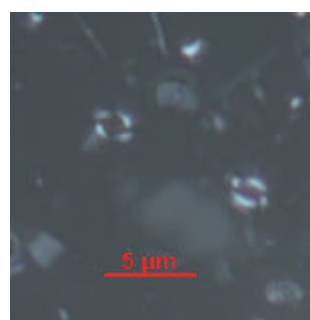
Estampa 2



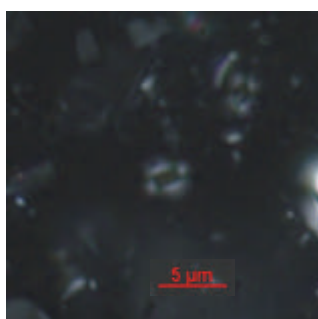
1



2



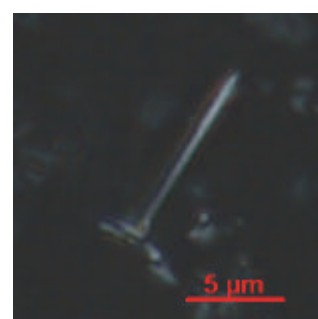
3



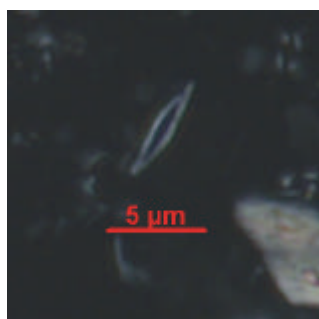
4



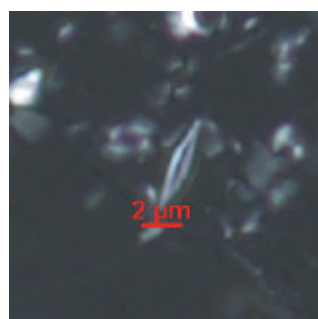
5



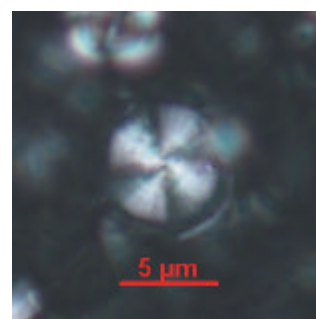
6



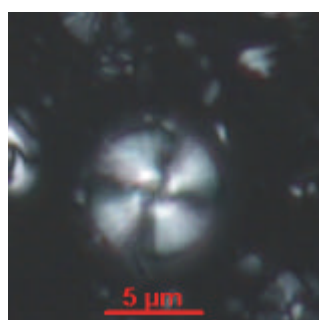
7



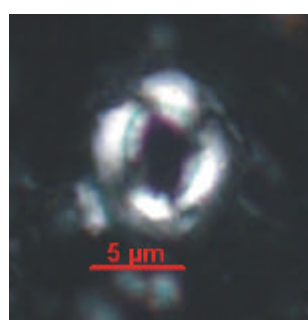
8



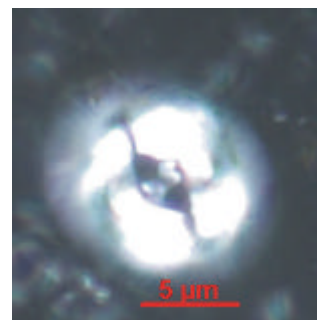
9



10



11



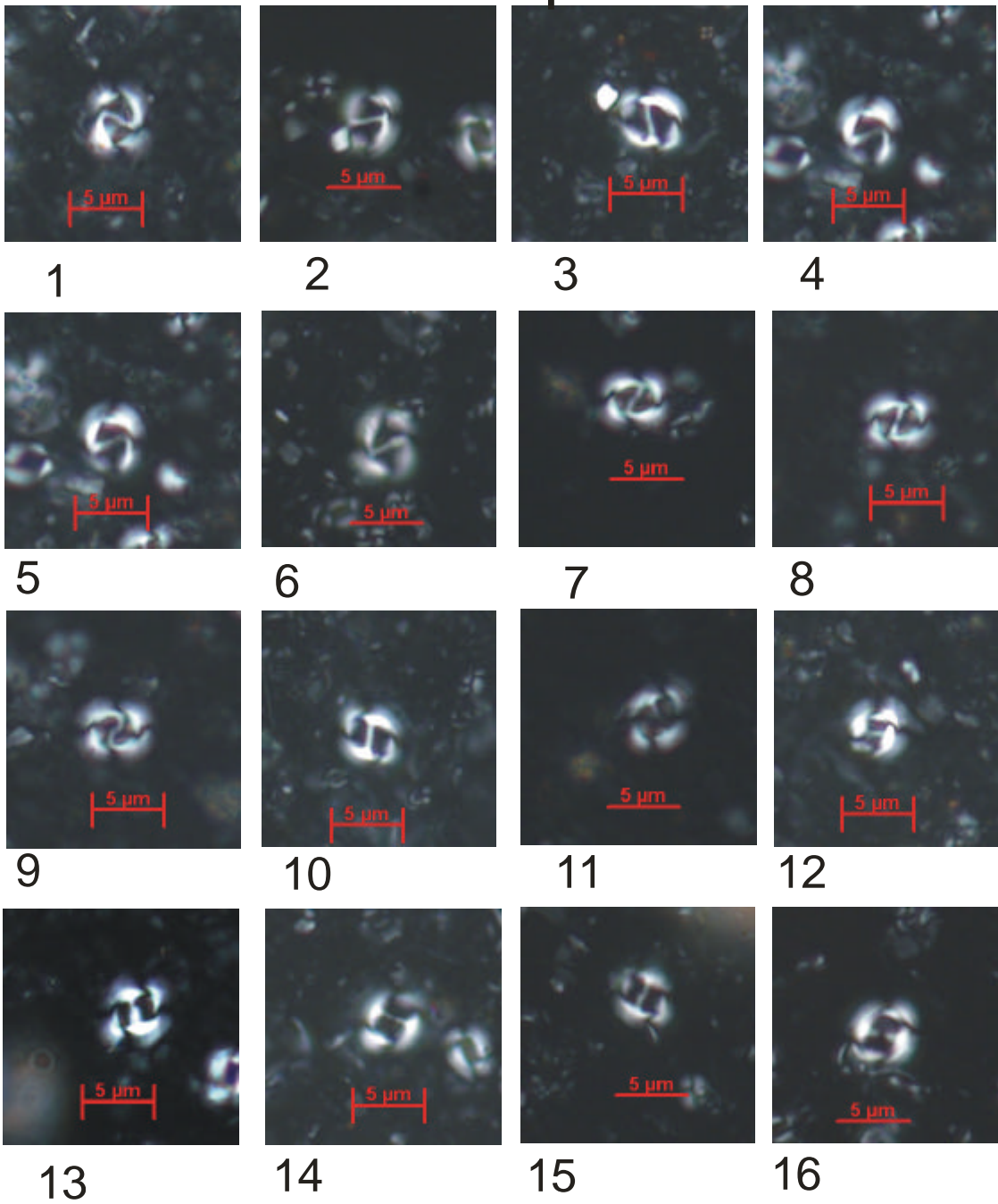
12

Estampa 3

Fotos em MO (luz polarizada) Zeiss Axioplan

- 1 – *Gephyrocapsa oceanica* (Testemunho B – 12,30 m)
- 2 – *Gephyrocapsa oceanica* (Testemunho A – 5,70 m)
- 3 – *Gephyrocapsa oceanica* (Testemunho B – 12,30 m)
- 4 – *Gephyrocapsa oceanica* (Testemunho B – 12,30 m)
- 5 – *Gephyrocapsa oceanica* (Testemunho B – 12,30 m)
- 6 – *Gephyrocapsa oceanica* (Testemunho A – 0,90 m)
- 7 – *Gephyrocapsa oceanica* (Testemunho B – 0,00 m)
- 8 – *Gephyrocapsa oceanica* (Testemunho B – 12,30 m)
- 9 – *Gephyrocapsa oceanica* (Testemunho B – 12,30 m)
- 10 – *Gephyrocapsa parallela* (Testemunho B – 12,30 m)
- 11 – *Gephyrocapsa parallela* (Testemunho B – 6,00 m)
- 12 – *Gephyrocapsa parallela* (Testemunho B – 12,30 m)
- 13 – *Gephyrocapsa parallela* (Testemunho B – 12,30 m)
- 14 – *Gephyrocapsa parallela* (Testemunho B – 12,30 m)
- 15 – *Gephyrocapsa parallela* (Testemunho A – 0,90 m)
- 16 – *Gephyrocapsa parallela* (Testemunho A – 5,70 m)

Estampa 3

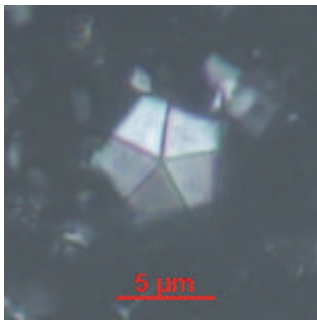


Estampa 4

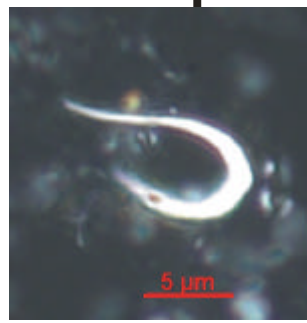
Fotos em MO (luz polarizada) Zeiss Axioplan

- 1 – *Braarudosphaera bigelowii* (Testemunho A – 5,70 m)
- 2 – *Ceratholithus cristatus* var. *telesmus* (Testemunho A – 5,70 m)
- 3 – *Ceratholithus cristatus* var. *telesmus* (Testemunho A – 5,70 m)
- 4 – *Reticulofenestra* spp. (Testemunho B – 12,30 m)
- 5 – *Pontosphaera* spp. (Testemunho B – 0,00 m)
- 6 – *Umbilicosphaera sibogae* (Testemunho A – 5,70 m)
- 7 – *Umbilicosphaera sibogae* (Testemunho B – 6,00 m)
- 8 – *Thoracosphaera* spp. (Testemunho A – 5,70 m)
- 9 – *Thoracosphaera* spp. (Testemunho A – 15,70 m)
- 10 – *Schyphosphaera* spp. (Testemunho A – 5,70 m)
- 11 – *Schyphosphaera* spp. (Testemunho B – 0,00 m)
- 12 – *Helicosphaera carteri* var. *wallichi* (Testemunho B – 12,30 m)

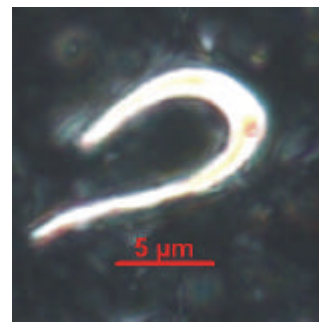
Estampa 4



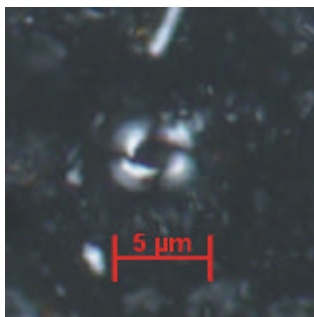
1



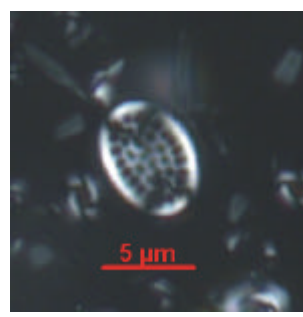
2



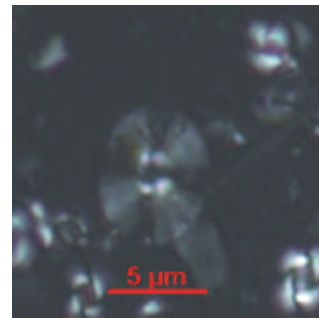
3



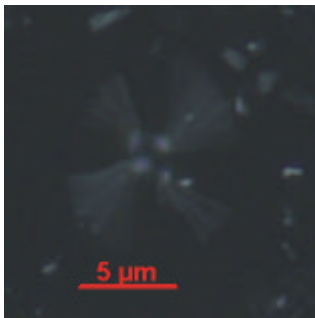
4



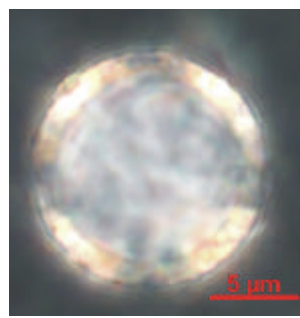
5



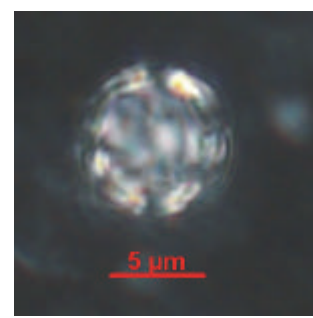
6



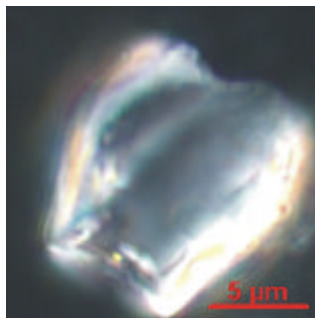
7



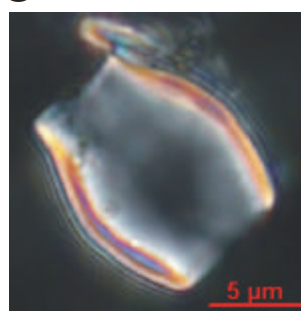
8



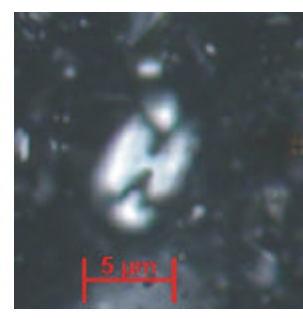
9



10



11



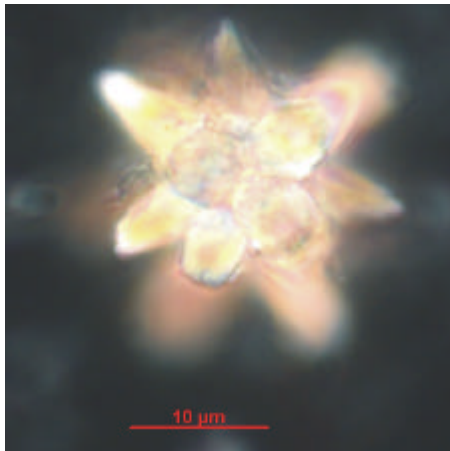
12

Estampa 5

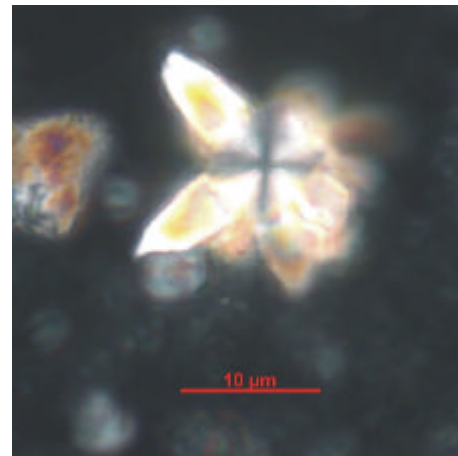
Fotos em MO (luz polarizada) Zeiss Axioplan

- 1 – Ascídea (Testemunho A – 0,90 m)
- 2 – Ascídea (Testemunho A – 0,90 m)
- 3 – Ascídea (Testemunho B – 12,30 m)
- 4 – Ascídea (Testemunho B – 0,00 m)
- 5 – Espículas de ascídea (Testemunho A – 5,70 m)
- 6 – Espículas de ascídea (Testemunho B – 12,30 m)
- 7 – Foraminífero (Testemunho A – 5,70 m)
- 8 – Foraminífero (Testemunho B – 6,00 m)
- 9 – Foraminífero (Testemunho B – 0,00 m)

Estampa 5



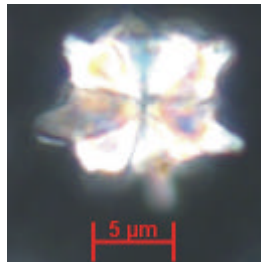
1



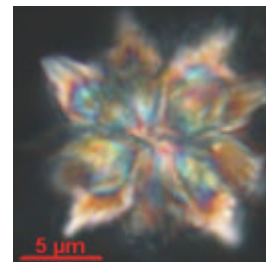
2



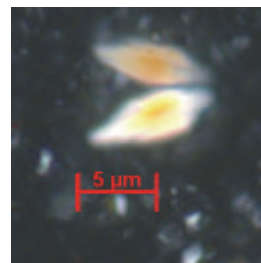
5



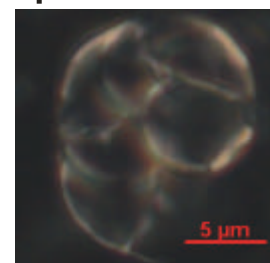
3



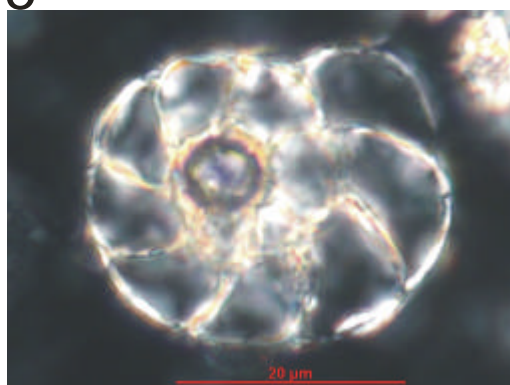
4



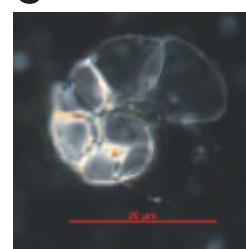
6



7



8



9