

BRUNO TUBINO NORONHA

**ALTERAÇÕES PALEOAMBIENTAIS INFERIDAS POR ASSOCIAÇÕES DE
DINOFLAGELADOS E OUTROS PALINOMORFOS RECUPERADOS DE UM
TESTEMUNHO QUATERNÁRIO DA BACIA DE CAMPOS**

PORTO ALEGRE

2011

BRUNO TUBINO NORONHA

**ALTERAÇÕES PALEOAMBIENTAIS INFERIDAS POR ASSOCIAÇÕES DE
DINOFLAGELADOS E OUTROS PALINOMORFOS RECUPERADOS DE UM
TESTEMUNHO QUATERNÁRIO DA BACIA DE CAMPOS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
como requisito parcial para obtenção do título
de Bacharel em Ciências Biológicas pela
Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

PORTO ALEGRE

2011

BRUNO TUBINO NORONHA

**ALTERAÇÕES PALEOAMBIENTAIS INFERIDAS POR ASSOCIAÇÕES DE
DINOFLAGELADOS E OUTROS PALINOMORFOS RECUPERADOS DE UM
TESTEMUNHO QUATERNÁRIO DA BACIA DE CAMPOS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
como requisito parcial para obtenção do título
de Bacharel em Ciências Biológicas pela
Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Aprovado em 9 de dezembro de 2011.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Paulo Cesar Pereira das Neves

Prof. Dr. Guilherme Hermany

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Dr. Paulo Alves de Souza, pelos ensinamentos e conselhos.

Aos colegas do Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo (LPMMT) pela ajuda através dos esclarecimentos de dúvidas e indicações de bibliografias.

À PETROBRAS S.A. por ter coletado e cedido as amostras deste estudo.

À Dr. Elizabete Ferreira Pedrão, geóloga da PETROBRAS, por ter sido a pessoa responsável por ceder as amostras, por ter me acolhido tão bem quando estagiei no setor de Bioestratigrafia e Paleoecologia Aplicada (BPA/CENPES/PETROBRAS) em 2010, oportunidade na qual me incentivou a fazer este trabalho, com explicações que contribuíram muito para a realização do mesmo, bem como por disponibilizar diversos artigos científicos.

Ao Prof. Dr. Marcelo Araujo Carvalho da Universidade Federal do Rio de Janeiro por ter me recebido em seu laboratório no Museu Nacional e me orientado principalmente quanto ao tratamento estatístico dos dados e à interpretação desses.

À banca examinadora, formada pelos professores Dr. Guilherme Hermany e Dr. Paulo Cesar Pereira das Neves, os quais trouxeram importantes contribuições para este trabalho.

Aos professores do curso de Ciências Biológicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, de modo geral, pela prestação de um ensino qualificado.

A toda minha família pelo apoio incondicional.

À minha noiva, Luciana Baldez de Freitas, por sempre estar ao meu lado.

RESUMO

Um testemunho sedimentar quaternário coletado no talude da Bacia de Campos foi analisado para fins de recuperação e identificação dos microfósseis de parede orgânica (palinomorfos), visando interpretações paleoambientais. As 18 amostras utilizadas, abrangendo níveis de profundidade de 0,10 a 16,10 m, com espaçamento de 0,90 a 0,95 m, foram processadas pelo método palinológico por dissolução com HF e HCl e peneiramento total, o qual se mostrou muito eficaz, revelando associações ricas em cistos de dinoflagelados. Foram discriminados sete táxons das formas autotróficas desses organismos e um grupo exclusivo de espécimes heterotróficas, além de outros palinomorfos menos abundantes, representados por elementos marinhos (escolocodontes, palinoforaminíferos e ovos de copépodes) e de origem continental (esporos vegetais e algas de água doce). Optou-se pela contagem total dos microfósseis orgânicos ocorrentes em uma lâmina de cada nível. Através de um método estatístico de agrupamento (modo-Q), as amostras foram segregadas, obedecendo-se sua ordem estratigráfica, em cinco intervalos conforme similaridade quanto às porcentagens dos palinomorfos característicos. As alterações nas assembleias mostraram correspondência com os ciclos glaciais-interglaciais do Quaternário. O intervalo 1 (amostras de 16,10 e 15,20 m) foi interpretado como referente a uma condição glacial e costeira por caracterizar-se pelas consistentes presenças de espécies de dinocistos heterotróficas e palinomorfos continentais. No intervalo amostral seguinte (14,25 e 13,30 m), a subida do nível do mar devido a um provável aquecimento pôde ser inferida pela dominância de *Spiniferites* spp., táxon tipicamente nerítico. O intervalo 3 (12,35 a 10,45 m), em virtude da maior representatividade de espécies oceânicas e tropicais, com predomínio de *Lingulodinium machaerophorum*, foi considerado como correspondente a uma fase de aquecimento mais intenso. Já o intervalo 4 (9,50 a 4,80 m) marcou o retorno do gênero *Spiniferites* como táxon dominante da assembléia e o decréscimo dos indivíduos tropicais, o que talvez reflita a substituição de um ambiente de talude por outro mais plataformal durante regressão marinha de um início de glaciação. As evidências palinológicas do intervalo amostral 5 (3,85 a 0,10 m), tais como a grande dominância da espécie cosmopolita *Operculodinium centrocarpum* e o baixo índice de diversidade de dinocistos, indicaram o estabelecimento da última fase glacial, incluindo o Último Máximo Glacial (UMG), confirmando a tendência revelada pelo intervalo subjacente. Os dados palinológicos mostraram correlação principalmente com as biozonas de foraminíferos planctônicos definidas para o mesmo testemunho.

Palavras-chave: Bacia de Campos; Quaternário; Palinologia; dinoflagelados fósseis.

ABSTRACT

Core samples from a Quaternary sedimentary borehole were collected in the continental slope of Campos Basin and were analysed in order to retrieve and identify the microfossils with organic-wall (palynomorphs) and to provide a paleoenvironmental interpretation. Eighteen samples were included in the present study, ranging from 0.10 to 16.10 m of depth, with intervals of 0.90 to 0.95 m. All samples were processed using the palynologic method of dissolution with HF and HCl and total sieving, which showed excellent results, bringing to record rich assemblages of dinoflagellate cysts. Qualitative analysis revealed seven taxa of autotrophic forms of dinoflagellates and a group of exclusive heterotrophic specimens. Besides, other less abundant palynomorphs, represented by marine elements (scolecodonts, palynoforaminifera and copepod eggs) and by elements of continental origin (plant spores and freshwater algae) were recorded as well. The total count of organic microfossils was obtained from the amount of organic microfossils found from one palynological slide of each level. The samples were segregated into five groupings (intervals) according to similarity of the percentage of their characteristic palynomorphs, using a cluster analysis (Q-mode) and following their stratigraphic sequence. Changes in these microfossil assemblages showed to be correlated at some level with the glacial-interglacial cycles that characterized the Quaternary. Interval 1 (samples 16.10 and 15.20 m) was interpreted as a glacial condition and a coastal environment due to the presence of heterotrophic dinocysts and continental palynomorphs. The next interval (14.25 and 13.30 m) was dominated by *Spiniferites* spp., a typical taxon from the neritic zone, indicating a sea level rise probably as a result of warming. Interval 3 (12.35 to 10.45 m) was considered as representative of a more intense warming period because of the predominance of *Lingulodinium machaerophorum* and the presence of other tropical and oceanic species. In interval 4 (9.50 to 4.80 m) it is observed the return of the genus *Spiniferites* as the dominant taxon of the assemblage, as well as a decreasing in tropical elements, which might reflect the replacement of a slope for a shelf environment, during the marine regression at the beginning of a new glaciation event. Finally, the palynological evidences obtained from interval 5 (3.85 to 0.10 m) point to the last glacial period, including the Last Glacial Maximum (LGM), confirming the tendency observed in the underlying interval. In interval 5 the cosmopolitan species *Operculodinium centrocarpum* was dominant and the diversity of dinocysts very low. The palynological data correlated mainly with the biozones of planktonic foraminifera, defined for the same borehole.

Key words: Campos Basin; Quaternary; Palynology; fossil dinoflagellates.

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

- FIGURA 1. Escala do tempo geológico apenas com as divisões da Era Cenozóica, conforme a *International Commission on Stratigraphy*. 11
- FIGURA 2. Principais feições morfológicas de um dinoflagelado (adaptado de Chateauneuf & Reyre, 1974). 17
- FIGURA 3. Etapas do ciclo de vida de um dinoflagelado (adaptado de Evitt, 1985)..... 19
- FIGURA 4. Relação entre a teca celulósica de um dinoflagelado móvel e seu cisto corado (fase imóvel) (adaptado de Arai & Lana, 2004)..... 21
- FIGURA 5. Sistema de tabulação de dinocistos gonyaulacóide-peridinióide (adaptado de Arai & Lana, 2004)..... 22
- FIGURA 6. Mapa batimétrico das proximidades do testemunho GL-451 na Bacia de Campos, com a localização do mesmo (adaptado de Tokutake, 2005). 36
- FIGURA 7. Perfil litológico do testemunho GL-451 com as idades relativas baseadas em biozonas de foraminíferos planctônicos, taxas de sedimentação e Estratigrafia de Isótopos de Oxigênio segundo Tokutake (2005). Os níveis utilizados para as amostragens palinológicas estão apresentados à direita do perfil (adaptado de Tokutake, 2005)..... 37
- FIGURA 8. Fluxograma com as principais etapas do processamento palinológico utilizado até a confecção das lâminas; m.o.a. = matéria orgânica amorfa. 44
- FIGURA 9. A-B: *Cannosphaeropsis utinensis*; C-F: *Impagidinium* spp., C e E: vista proximal, D e F: vista distal; G-H: *Lingulodinium machaerophorum*; I: *Pediastrum* sp..... 56

FIGURA 10. A-B: *Nematosphaeropsis labyrinthus*; C-D: *Operculodinium centrocarpum*; E-G: *Spiniferites* spp.; H-I: *Tuberculodinium vancampoe*. 57

FIGURA 11. A: escolecodonte; B-C: palinoforaminíferos; D-F: dinocistos de formas heterotróficas; G-H: ovos de copépode; I: esporo trilete; J-K: esporos monoletes. 58

FIGURA 12. Dendrograma produzido pelo programa “PAST” após análise de agrupamento dos dados por modo-Q. Os intervalos amostrais estão indicados pelos números na base de cada agrupamento considerado..... 61

FIGURA 13. Diagrama com as porcentagens de cada táxon e palinomorfos encontrados por amostra e por intervalo amostral, bem como os valores dos parâmetros avaliados.. 63

FIGURA 14. Correlação dos diferentes dados levantados para o testemunho GL-451: estágios isotópicos de oxigênio, biozonas de foraminíferos plânctônicos, biozonas de nanofósseis calcários e intervalos palinológicos do atual estudo (adaptado de Tokutake, 2005 e Tokutake & Toledo, 2007). 80

TABELA 1. Números absolutos dos palinomorfos encontrados. 60

TABELA 2. Porcentagens de palinomorfos e valores dos parâmetros para cada amostra e intervalo amostral. A média geral, considerando todo o testemunho, é apresentada na última linha; M= média; MG= média geral. 62

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	10
1.1 Quaternário	11
1.1.1 <i>Os limites do Quaternário e seus ciclos glaciais-interglaciais</i>	11
1.1.2 <i>A causa das glaciações do Quaternário</i>	15
1.2 Dinoflagelados	16
1.2.1 <i>Conceitos gerais</i>	16
1.2.2 <i>Ciclo de vida</i>	18
1.2.3 <i>Dinoflagelados fósseis</i>	20
1.2.4 <i>Importância paleoecológica no Quaternário</i>	24
1.3 Outros palinomorfos	28
1.4 Estudos de palinologia do Quaternário na costa do Brasil para interpretações paleoambientais	30
1.5 Objetivos.....	33
2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	34
2.1 Área de estudo: Bacia de Campos	34
2.2 Amostragem.....	35
2.3 Estudo de referência para datação relativa e correlações.....	38
2.4 Processamento palinológico	40
2.5 Confecção das lâminas palinológicas	43
2.6 Análise qualitativa	44
2.7 Análise quantitativa	46
2.8 Análise estatística e parâmetros	46

3 RESULTADOS	48
3.1 Análise qualitativa	48
3.2 Análise quantitativa	59
3.3 Análise estatística e parâmetros	60
4 DISCUSSÃO	64
4.1 Intervalo 1	64
4.1.1 <i>Caracterização palinológica</i>	64
4.1.2 <i>Significado paleoambiental</i>	65
4.2 Intervalo 2	67
4.2.1 <i>Caracterização palinológica</i>	67
4.2.2 <i>Significado paleoambiental</i>	68
4.3 Intervalo 3	70
4.3.1 <i>Caracterização palinológica</i>	70
4.3.2 <i>Significado paleoambiental</i>	70
4.4 Intervalo 4	73
4.4.1 <i>Caracterização palinológica</i>	73
4.4.2 <i>Significado paleoambiental</i>	74
4.5 Intervalo 5	76
4.5.1 <i>Caracterização palinológica</i>	76
4.5.2 <i>Significado paleoambiental</i>	77
4.6 Integração dos dados	79
5 CONCLUSÕES	84
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86

1 INTRODUÇÃO

A Palinologia é uma área da ciência inicialmente dedicada ao estudo dos esporos, grãos de pólen e suas aplicações (Hyde & Williams, 1944 apud Traverse, 2007). Em uma concepção mais moderna, abrange toda a matéria orgânica recuperada de sedimentos e rochas sedimentares, após a dissolução química dos componentes minerais, e por isso passou a ser denominada também de paleopalínologia. Este ramo da ciência inclui, portanto, microfósseis de parede orgânica resistente, cuja natureza é diversa: esporos, grãos de pólen, cistos de dinoflagelados, algas clorofíceas, peças bucais de conodontes, ovos de copépodes, acritarcos (organismos de afinidade biológica incerta), fungos, dentre outros (Oliveira, 2003; Traverse, 2007). Muitos desses elementos são fundamentais para a Paleocologia, a qual corresponde ao estudo do registro fóssil visando reconstituir as relações entre os organismos do passado e os paleoambientes (Dutra, 2004).

Em sedimentos marinhos quaternários, dentre os possíveis microfósseis, destacam-se os cistos produzidos por dinoflagelados (dinocistos) devido ao seu grande potencial paleoecológico. Eles são capazes de fornecer informações sobre salinidade, temperatura, disponibilidade de nutrientes e proximidade da costa. Diversos autores, tais como Harland (1994), Oliveira (2003), Vernal *et al.* (2005), Nieuwenhove *et al.* (2008) e Londeix *et al.* (2009), verificaram alterações nas assembleias de dinoflagelados do Quaternário (Pleistoceno e Holoceno) em respostas a ciclos glaciais-interglaciais que marcaram este período e a outras mudanças no ambiente, o que evidencia o fato desses organismos possuírem reconhecido valor para interpretações paleoclimáticas e paleoambientais de estratos marinhos destas idades.

O mecanismo da sedimentação marinha, com a queda lenta e constante no fundo oceânico de finas partículas, incluindo restos fossilizáveis de microorganismos, fornece um registro ideal para o estudo dos processos inerentes às constantes mudanças ambientais/climáticas do Quaternário. Portanto, nas bacias oceânicas, a natureza desses processos está bem representada. Além dessa característica intrínseca, o talude continental da Bacia de Campos mostra-se um sítio ideal para estudos de microfósseis e suas relações com paleoambientes uma vez que registra taxas de sedimentação relativamente mais altas que outras áreas oceânicas, documentando eventos geológicos variados (Vicalvi, 1997).

1.1 Quaternário

1.1.1 Os limites do Quaternário e seus ciclos glaciais-interglaciais

Quaternário é o período mais novo na escala do tempo geológico. Pertence, portanto, à Era Cenozóica e compreende duas épocas distintas: o Pleistoceno, sucessor da época denominada de Plioceno, e o Holoceno, que inclui os dias atuais (figura 1). Por muito tempo, aceitou-se que o Quaternário seria uma subdivisão do Neógeno e seu início estaria a 1,8 Ma AP¹, idade definida pelo primeiro indício de resfriamento na região do Mediterrâneo.

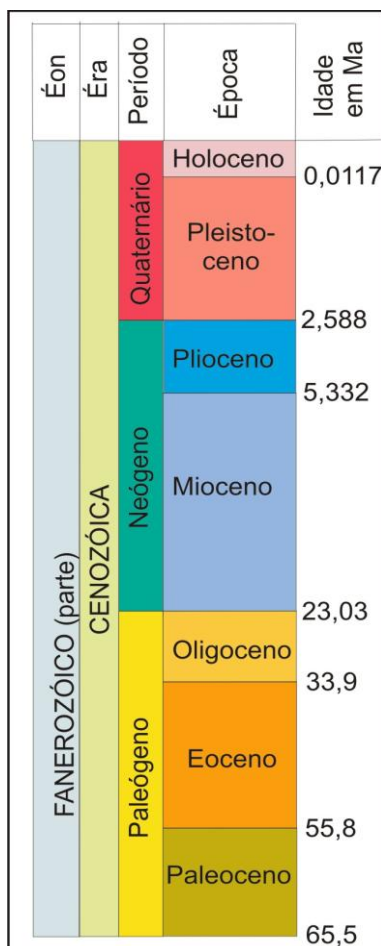


Figura 1. Escala do tempo geológico apenas com as divisões da Era Cenozóica, conforme a *International Commission on Stratigraphy*.

Todavia, em 2009, a *International Commission on Stratigraphy* redefiniu oficialmente o limite Plioceno-Pleistoceno, qualificando o Quaternário como um período subsequente ao Neógeno e datando sua base em 2,588 Ma AP. Isso inclui o intervalo de 2,8 a 2,4 Ma AP, no qual a Terra passou por múltiplas fases de resfriamento, cuja intensidade variou conforme a região. Como não houve um único fenômeno global desencadeante dessa profunda mudança no sistema climático, definiu-se o evento de inversão de polaridade denominado de Gauss-Matuyama como referência para a divisão Plioceno-Pleistoceno. Este evento paleomagnético foi escolhido por estar datado próximo ao ponto médio do intervalo em questão, a 2,61 Ma AP. A base do Pleistoceno, definida pela seção litológica representativa (estratótipo global) localizada no Monte San Nicola, na Itália, está a 1 m acima (20 ma²) do limite Gauss-Matuyama (Gibbard & Head, 2009).

Anteriormente a esta definição, diferentes datações absolutas para o limite inferior do Quaternário foram propostas através da análise de estratos marinhos e continentais das mais diversas partes do mundo (Nilsson, 1983). Esses estudos

¹ Ma AP = milhões de anos antes do presente

² ma = mil anos

tinham em comum as evidências de um grande evento de declínio da temperatura global. De fato, a característica mais marcante do Quaternário é a ocorrência das glaciações, o que faz com que seja denominado “A Grande Idade do Gelo” (Martin *et al.*, 1982; Salgado-Labouriau, 1994). Isso já foi corroborado por diversas análises de isótopos de oxigênio e de microfósseis, as quais comprovaram que o final do Plioceno ficou marcado pela redução significativa da temperatura do mar. Esse resfriamento ocasionou o avanço das geleiras para as baixas latitudes em ambos os hemisférios e deu início a uma grande glaciação, quando então começou a época pleistocênica (Salgado-Labouriau, 1994).

Conforme Suguio (2001), a descoberta da “era do gelo” quaternária, durante a primeira metade do século XIX, ocorreu através do estudo de sedimentos de transporte glacial (*driftes*) e de blocos erráticos, os quais estavam presentes em vários locais da Europa. A princípio, acreditava-se que esses depósitos glaciais possuísem a mesma idade e, conseqüentemente, defendia-se a existência de uma única glaciação que se estendera por todo o Pleistoceno. No entanto, com o avanço dos estudos estratigráficos, pôde-se verificar que os sedimentos carregados pelas geleiras possuíam, entre suas camadas, fósseis vegetais diversos, indicativos da ocorrência de intervalos climáticos mais quentes. Dessa forma, concluiu-se que as geleiras pleistocênicas tiveram fases de avanço e recuo, equivalentes a estágios glaciais e interglaciais, respectivamente (Suguio, 2001; Whitman, 2006). Além disso, verificou-se que, durante um estágio glacial, poderia haver curtos intervalos de tempo de melhoria climática acompanhados por uma pequena recuperação da vegetação. Esses intervalos quentes de rápida duração são designados de interestaduais e caracterizados como eventos locais ou regionais, sendo improváveis suas correlações em nível mundial (Suguio, 2001). Salgado-Labouriau (1994) afirmou que os estágios glaciais do Quaternário prolongaram-se por aproximadamente 100 ma, e os interglaciais duraram em torno de 20 ma. Para Roberts (1998), os períodos interglaciais são aqueles que persistem por mais de 10 ma, enquanto os estágios interestaduais (de clima quente) ou estaduais (de clima frio) possuem duração ao redor de 1 ma.

A dificuldade de se diferenciar, nos registros sedimentares, ciclos glaciais-interglaciais de mudanças climáticas estaduais-interestaduais torna complicada a tarefa de se chegar ao número preciso de glaciações ocorridas durante o Pleistoceno (Martin *et al.*, 1982). Conforme Salgado-Labouriau (1994), os estudos de sedimentos oceânicos e de isótopos de oxigênio apontam, pelo menos, 16 fases glaciais de tamanho variável para toda a época. Em sedimentos continentais, análises palinológicas revelaram resultados semelhantes. Todavia, apenas quatro ou cinco episódios de resfriamento glacial foram identificados geologicamente nos

continentes, provavelmente porque as glaciações mais intensas destruíram as evidências das precedentes. Williams *et al.* (1993, *apud* Roberts, 1998) indicaram um número aproximado de oito principais ciclos glaciais-interglaciais que ocorreram nos últimos 800 ma AP, sem mencionar outros em tempos mais remotos do Quaternário.

Um dos eventos climáticos mais importantes e estudados do Quaternário é o Último Máximo Glacial (UGM), ocorrido no Pleistoceno Superior. A glaciação mais recente da Terra começou a cerca de 100 ma AP (Salgado-Labouriau, 1994), mas atingiu seu pico, equivalente ao UGM, entre 25 e 18 ma AP (Roberts, 1998). Os dados referentes às menores temperaturas atingidas na última glaciação ainda são ponto de controvérsia. Burroughs (1999) estimou a temperatura média global, durante esse período, em 8° C mais baixa que a atual, inclusive com redução significativa da temperatura nos trópicos (5-6° C menor em comparação com os dias de hoje). Wrigth *et al.* (1993, *apud* Roberts, 1998) afirmaram que, por volta de 21 ma AP, as temperaturas nos continentes tiveram uma queda de 20° C, embora a temperatura dos oceanos tenha se alterado muito menos. Alguns estudos sugerem que a superfície do mar, em regiões tropicais, tenha sofrido um resfriamento próximo a 5° C (Guilderson *et al.*, 1994 *apud* Roberts, 1998).

Durante o UGM, a superfície congelada da Terra atingiu sua extensão máxima, chegando a cobrir 70 a 90 milhões de km², três vezes mais do que a cobertura de gelo atual (Burroughs, 1999; Whitman, 2006). No Hemisfério Norte, as geleiras aumentaram significativamente de espessura, alcançando valores de 2 a 3,5 km. Na América do Sul e na África, as extremidades das porções sul foram cobertas pela massa de gelo que se expandia a partir da Antártica (Whitman, 2006.). Devido a essa grande quantidade de massa d'água retida nas geleiras, o nível médio do mar reduziu consideravelmente, posicionando-o de 70 a 180 m mais baixo do que o nível atual (Suguio, 2001). As variações do nível do mar, cuja medida é denominada de eustasia, constituem fenômenos complexos que não podem ser explicados apenas por episódios glaciais e interglaciais. No entanto, provavelmente, esta é a causa de maior alcance global para regressões e transgressões marinhas (Suguio, 2001). Como consequência do rebaixamento do mar, a maior parte da plataforma continental, outrora submersa, torna-se terra firme, o que aumenta o escoamento de águas continentais ricas em matéria orgânica terrestre para os oceanos (Oliveira, 2003). Além disso, durante as fases glaciais, os mares passam a receber uma acentuada entrada de ferro, nutriente fundamental para organismos plânctônicos. Este fato ocorre porque o ferro atinge os oceanos principalmente através da poeira atmosférica carregada pelos ventos, condição que é

acentuada pela aridez glacial. Sabe-se que as áreas de baixa latitude foram significativamente mais secas durante as glaciações, justamente devido à redução da transferência de vapor de água dos mares para os continentes (Roberts, 1998).

Conforme Whitman (2006), no decorrer da última glaciação, um rápido período de aquecimento (fase interestadial) parece ter ocorrido a aproximadamente 14,5 ma AP. Cerca de 1 ma depois, a temperatura voltou a baixar gradativamente até que o retorno das condições glaciais afligiu a Terra em meados de 12,5 ma AP (fase stadial). O aquecimento abrupto que encerrou a idade do gelo mais recente iniciou por volta de 11,7 ma AP, quando a temperatura elevou-se até cerca de 6° C. Por essa razão, as calotas de gelo nos pólos se reduziram até a condição atual (Whitman, *op. cit.*). Em um curto tempo geológico, de 16 a 6 ma AP, a água do degelo elevou o nível do mar em mais de 100 m. Esta rápida ascensão afetou muitas regiões costeiras, promovendo transgressões e deposição de sedimentos marinhos (Suguio, 2001).

O último evento de deglaciação determinou o clima característico da época geológica seguinte, o Holoceno, período interglacial que abrange os últimos 11,7 ma AP, incluindo os dias de hoje (Burroughs, 1999). O limite Pleistoceno-Holoceno é difícil de ser determinado, porque poucos são os casos de extinções de espécies no Quaternário, o que torna complicada a sua subdivisão por meio de bioestratigrafia (Suguio, 2001). Atualmente, a idade do começo do Holoceno está definida conforme a datação de um testemunho de gelo da Groenlândia, correspondente ao seu estratótipo global. Neste testemunho, a clara transição de uma fase glacial para interglacial evidencia-se pelas alterações na espessura da camada de neve acumulada, na proporção dos isótopos estáveis e nas concentrações de aerossóis e de outras partículas químicas (Walker *et al.*, 2009).

O uso da climatoestratigrafia, que corresponde ao estabelecimento de limites temporais baseados em registros climáticos, tem sido evitado nos estudos de sedimentos mais remotos. Todavia, no Quaternário, quando as mudanças no clima foram tão fortes e frequentes, não há como desvencilhá-las de uma subdivisão estratigráfica (Walker *et al.*, 2009). Portanto, não existem biozonas quaternárias em nível de correlação global, mas sim as de aplicação apenas regional, refletindo alterações ambientais específicas de cada localidade.

1.1.2 A causa das glaciações do Quaternário

Segundo Burroughs (1999) e Whitman (2006), a hipótese mais plausível para a ocorrência das glaciações baseia-se nos Ciclos de Milankovitch, ritmos orbitais da Terra que variam com determinada periodicidade e alteram a radiação recebida. Tais ciclos compreendem três fenômenos astronômicos: excentricidade, obliquidade e precessão. O primeiro refere-se à forma da órbita da Terra ao redor do Sol, a qual se alterna entre mais circular (excentricidade baixa) para mais elíptica (excentricidade alta) a cada cerca de 100 ma. Já a obliquidade, também denominada de inclinação axial, corresponde às variações no ângulo do eixo da rotação em relação à trajetória de translação. Este ângulo pode variar entre 21,5° a 24,5°, alterando-se quando são decorridos 41 ma (Whitman, 2006). Quanto ao fenômeno da precessão, este ocorre devido à pequena oscilação do eixo da rotação terrestre ocasionada pelas atrações gravitacionais da Lua e do Sol a cada 21 ma em média (Rocha-Campos & Santos, 2000).

Supõe-se que a combinação desses três ritmos orbitais, à medida que modificam significativamente a quantidade de calor incidente na Terra, sejam fundamentais para determinar o acúmulo da neve que formará as grandes geleiras. Estas, por sua vez, não derreteriam em um verão ameno e aumentariam no inverno rigoroso a ponto de refletir a luz solar através de sua superfície branca (Rocha-Campos & Santos, 2000). Este processo natural, denominado de albedo, retroalimentaria o congelamento de áreas cada vez maiores até o estabelecimento de uma glaciação global. Em contrapartida, em momentos em que o conjunto desses ciclos astronômicos propiciasse verões mais quentes, o degelo e um conseqüente período interglacial ocorreriam. Estudos recentes chegaram a definir uma periodicidade para as glaciações baseada nos ciclos de Milankovitch: uma de longa duração a cada 100 ma e outra mais curta no passar de 40 ma ou 20 ma (Whitman, 2006). Essa repetição periódica tem apoio nas análises de isótopos estáveis de oxigênio presentes na carapaça de foraminíferos encontrados em sedimentos oceânicos da Era Cenozóica. Quando há crescimento dos mantos de gelo durante as fases glaciais, a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sofre um aumento em virtude da retenção do isótopo de menor peso molecular (^{16}O) nas geleiras continentais, fato verificado por tais análises em uma variação de tempo geológico que apoia a hipótese do controle astronômico (Rocha-Campos & Santos, *op. cit.*).

Muitos estudiosos acreditam que houve necessariamente outros fatores atuando em adição aos ciclos astronômicos para desencadear glaciações ou deglaciações, como a

quantidade de gases do efeito estufa na atmosfera. Segundo esta hipótese, o aumento da emissão do gás carbônico, por atividade vulcânica, tornaria alta sua concentração atmosférica, gerando aquecimento global. Já o fenômeno inverso, o de anti-estufa, iniciaria com a exposição das plataformas continentais ocasionada pelo recuo do mar. Conseqüentemente, o aumento do intemperismo químico provocado por essa exposição retiraria o gás carbônico da atmosfera, propiciando o resfriamento da Terra (Rocha-Campos & Santos, 2000). Análises estratigráficas de testemunhos de sondagens realizadas em geleiras da Antártica comprovaram, graças à existência de bolhas de ar nas camadas do gelo, que a concentração do gás carbônico atmosférico era menor nos períodos glaciais e maior nos interglaciais (Whitman, 2006).

1.2 Dinoflagelados

1.2.1 Conceitos gerais

Dinoflagelados são organismos unicelulares, eucariontes e aquáticos, predominantemente marinhos (Taylor, 1987; Spector, 1984). A vasta maioria das espécies desse grupo possui um tipo único de núcleo, denominado *dinokaryon*, o qual se caracteriza pela ausência de histonas, por cromossomos que permanecem condensados durante a intérfase e por um fuso mitótico externo (Fensome *et al.*, 1993). Tipicamente biflagelados, esses organismos, referidos muitas vezes como algas, pertencem a um distinto grupo taxonômico de protistas, estando, portanto, classificados dentro do Reino Protozoa (Spector, 1984; Armstrong & Brasier, 2005). Além das formas biflageladas, os dinoflagelados podem ocorrer também como células cocóides, amebóides, multinucleadas, portadoras de tentáculos e coloniais filamentosas (Fensome *et al.*, 1996).

Os flagelos dos dinoflagelados permitem a eles um movimento único de giro para frente. Essa característica inspirou Butschli (1885, *apud* Fensome *et al.*, 1996) a propor o nome da divisão a qual pertencem (Dinoflagellata), pois o termo *dinos*, em grego, significa rotação (Fensome *et al.*, 1996). O movimento é propiciado por um flagelo longitudinal, que se estende posteriormente, e por outro transversal, que circunda a célula. Utilizando ambos, os dinoflagelados são capazes de migrar no meio aquático em uma velocidade que pode variar de 75 $\mu\text{m/s}$ a 370 $\mu\text{m/s}$ (Spector, 1984).

Em geral, os dinoflagelados têm uma configuração simples: comumente com um corno apical e uma região antapical largamente arredondada ou contendo dois cornos antapicais, que costumam ser irregulares (Fensome *et al.*, 1996). As espécies viventes são capazes de produzir uma estrutura que envolve a célula, denominada teca, a qual é constituída de placas celulósicas. A organização dessas placas, limitadas por suturas, é denominada de tabulação. Um típico dinoflagelado apresenta ainda uma “cintura” transversal (cíngulo), uma depressão longitudinal (sulco) e alguma(s) paraplaca(s) que pode(m) se desprender, chamada(s) de opérculo, formando a abertura denominada de arqueopilo. Essa morfologia assimétrica é que diferencia, primordialmente, os dinoflagelados dos demais palinomorfos. Por isso, para a identificação desses organismos faz-se necessário o reconhecimento da sua orientação principal: partes superior (epiteca) e inferior (hipoteca), face ventral, onde se visualizam o sulco e o flagelo longitudinal, e face dorsal, onde está o arqueopilo (Fensome *et al.*, 1993; Arai & Lana, 2004) (figura 2).

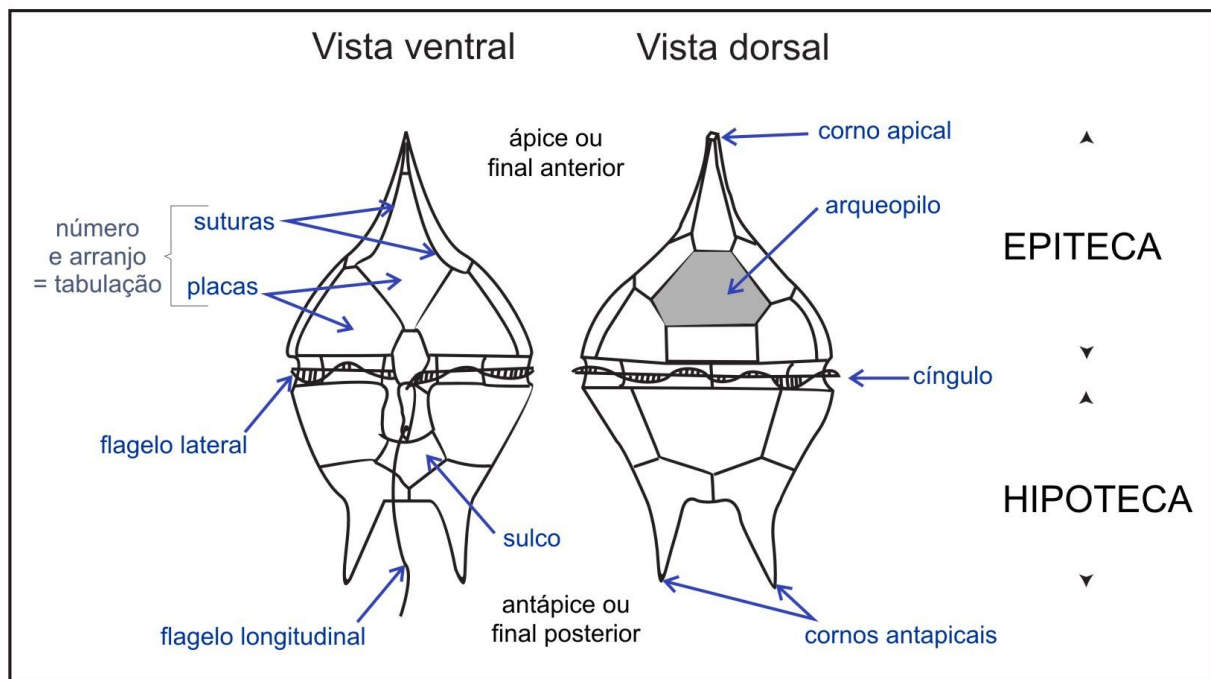


Figura 2. Principais feições morfológicas de um dinoflagelado (adaptado de Chateauneuf & Reyre, 1974).

Em relação ao hábito alimentar, os dinoflagelados podem ser autotróficos, fagotróficos, simbiontes ou parasitas. As espécies fotossintetizantes (autotróficas) correspondem à cerca de 50 % dos gêneros viventes. Elas são um dos principais componentes do fitoplâncton marinho, ultrapassadas em números absolutos somente pelas diatomáceas, o

que as torna muito importantes para a produção primária. Algumas dessas espécies destacam-se pela capacidade de reprodução rápida, ocupando grandes áreas. Um exemplo dessa ocorrência em elevado número é o fenômeno da maré vermelha, causado por dinoflagelados produtores de toxinas capazes de envenenar os demais organismos marinhos. As formas heterotróficas também podem proliferar-se em demasia, como é o caso da alta concentração de indivíduos do gênero *Noctiluca* Suriray 1816, que provoca um efeito de bioluminescência evidente no mar (Fensome *et al.*, 1996; Stover *et al.*, 1996).

É observada, no grupo, uma ampla diversidade em morfologia, nutrição e habitat, sendo os dinoflagelados extremamente bem adaptados ao seu ambiente. A longa existência desses organismos no tempo geológico contribuiu para isso, a qual alguns investigadores especulam datar na base da evolução eucariótica (Spector, 1984). Armstrong & Brasier (2005) os consideram como um dos grupos de eucariontes mais primitivos ou mesmo intermediários no processo evolutivo entre procariontes e eucariontes.

Entre os fatores controladores de sua distribuição e seu crescimento estão: incidência de luz, temperatura, salinidade, suprimento nutricional, método de alimentação, ressurgência, influência da maré e poluição (Taylor, 1987).

1.2.2 Ciclo de vida

Com a possível exceção do gênero *Noctiluca*, acredita-se que todas as espécies de dinoflagelados tenham um ciclo de vida haplôntico, no qual as células vegetativas são haploides e móveis, e o zigoto, que pode ser móvel ou dormente, é a única célula diploide (Spector, 1984; Fensome *et al.*, 1993). Todavia, o ciclo desses organismos pode envolver somente uma simples reprodução assexuada, havendo, nesses casos, quase que invariavelmente, apenas células vegetativas móveis. Os ciclos de vida mais complexos ocorrem especialmente entre espécies simbióticas e parasitas, nas quais há um estágio móvel invasivo, cocoide, multicelular ou ainda ameboide (Fensome *et al.*, 1993).

Estágios sexuais são conhecidos em poucas espécies de dinoflagelados viventes (Pfiester & Anderson, 1987, *apud* Fensome *et al.*, 1993). Apesar disso, Pfiester & Anderson (1987, *apud* Fensome *et al.*, 1993) afirmaram que a sexualidade provavelmente é universal entre os dinoflagelados, mas tem sido subestimada em muitas espécies devido a sua difícil visualização. Isso se explica, em parte, pelo fato de os gametas assemelharem-se a células

vegetativas. Além disso, a fusão gamética, na maioria dos casos, é de ocorrência noturna e muito parecida com a divisão mitótica, o que aumenta a dificuldade de identificação do processo reprodutivo (Fensome *et al.*, 1993).

A reprodução sexual em dinoflagelados pode envolver gametas de tamanho similar (isogamia) ou gametas de diferentes tamanhos (anisogamia). Em algumas espécies, a fusão produz um planozigoto (zigoto móvel), o qual pode sofrer meiose rapidamente depois de sua formação. As características do zigoto que o diferenciam de uma célula haploide são a teca mais ornamentada e as amplas bandas de crescimento na borda de algumas ou todas as placas tecaais. A teca vegetativa, por sua vez, desenvolve apenas uma fraca banda de crescimento para acomodar o aumento de tamanho que ocorre entre as divisões mitóticas. Os planozigotos são tri ou quadriflagelados, pelo menos inicialmente (Fensome *et al.*, 1993). Após um período de pouca atividade celular (cerca de 15 dias), o planozigoto perde os flagelos e se torna imóvel, formando um cisto em seu interior. Este cisto corresponde ao estágio dormente do zigoto, denominado hipnozigoto. Durante a fase do encistamento, há uma contração do protoplasma, que pode ou não se descolar da teca. Após o período dormente, com duração variável de horas a meses, o protoplasma excita através do arqueopilo, completando assim o ciclo e dividindo-se em novas células haplóides (Evitt, 1985) (figura 3).

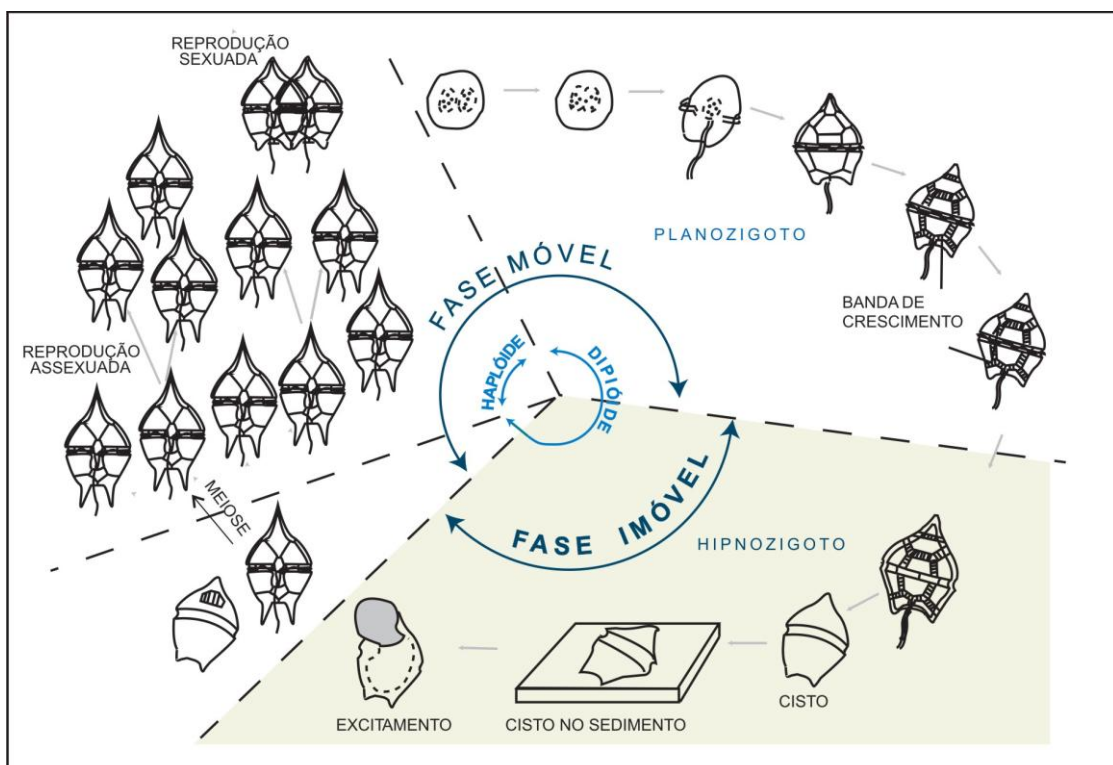


Figura 3. Etapas do ciclo de vida de um dinoflagelado (adaptado de Evitt, 1985).

1.2.3 Dinoflagelados fósseis

Como já mencionado, alguns dinoflagelados podem produzir cistos dentro de suas tecas após a reprodução sexual (Evitt, 1985; Fensome *et al.*, 1993; Armstrong & Brasier, 2005) (figura 3). Esses cistos, ou dinocistos, podem ter parede de composição calcária, silicosa ou orgânica e são potencialmente fossilizáveis, ao contrário da teca celulósica. A maioria dos cistos é constituída por dinosporina, substância orgânica altamente resistente e similar à esporopolenina presente em grãos de pólen e esporos. Esta similaridade permite o estudo de dinocistos sob métodos paleopalinológicos, os quais envolvem a extração dos microfósseis de parede orgânica presentes em sedimentos e rochas através da utilização de ácidos (HF e HCl).

Fensome *et al.* (1993) definem o cisto de dinoflagelado simplesmente como uma célula imóvel com parede celular. Porém, outras definições de dinocisto são dadas por diversos autores. Dentre estas, cita-se a de Dodge (1982), o qual enfatiza que cisto é um estágio resistente na história de vida de um dinoflagelado, formado após a fusão de gametas; sua parede pode apresentar mais de uma camada e ser ornamentada com espinhos ou outros processos. De fato, acredita-se que todos os dinocistos sejam hipnozigotos, o que é bem comprovado para espécies fósseis do Holoceno, já que estas possuem correspondentes móveis ainda viventes. Outra comprovação vem das evidências de crescimento secundário extensivo mostrado por muitas formas fossilizadas. Contudo, a natureza zigótica da maioria dos fósseis de dinoflagelados permanece incerta (Fensome *et al.*, 1993).

A forma do cisto de um dinoflagelado pode se aproximar muito daquela da célula móvel. Nesse caso, o mesmo não porta processos em sua parede, ou seja, não possui projeções que atingem a teca celulósica que o envolvia. Tais cistos são chamados de proximados. Alternativamente, quando essas projeções ocorrem (figura 4), os cistos são denominados corados ou proximocorados, dependendo do tamanho relativo entre o corpo central e a extensão das projeções (Fensome *et al.*, 1996). Segundo Arai & Lana (2004), no caso dos cistos proximados, o comprimento dos processos não ultrapassa 10% do diâmetro do corpo central. Quando essa razão estiver entre 10% e 30%, o cisto é classificado como proximocorado; se maior que 30%, corado. Tal condição é definida pelo grau de contração do hipnozigoto durante o processo de encistamento. Quanto ao tipo de processos, esses são denominados de acordo com suas posições em relação aos limites das placas do cisto: intratabulares, se ocupam a área central da placa; penitabulares, se distribuem-se pela borda

interna; sutural, se estão na linha limítrofe; gonais, quando situados na intersecção de três placas (nesse caso, podem haver processos secundários intergonais); ou atabulares, se não há nenhuma relação com a tabulação (Arai & Lana, 2004). Adicionalmente, os processos são caracterizados como acuminados, capitados, cilíndricos, trifurcados, cônicos, entre outras formas que podem assumir. Além disso, em alguns táxons, há estruturas ligando os processos, as quais podem corresponder a trabéculos (cordões), quando a ligação acontece na parte distal, ou a membranas, caso ocorra a partir da base dos processos envolvidos (Matsuoka & Fukuyo, 2000, *apud* Oliveira, 2003).

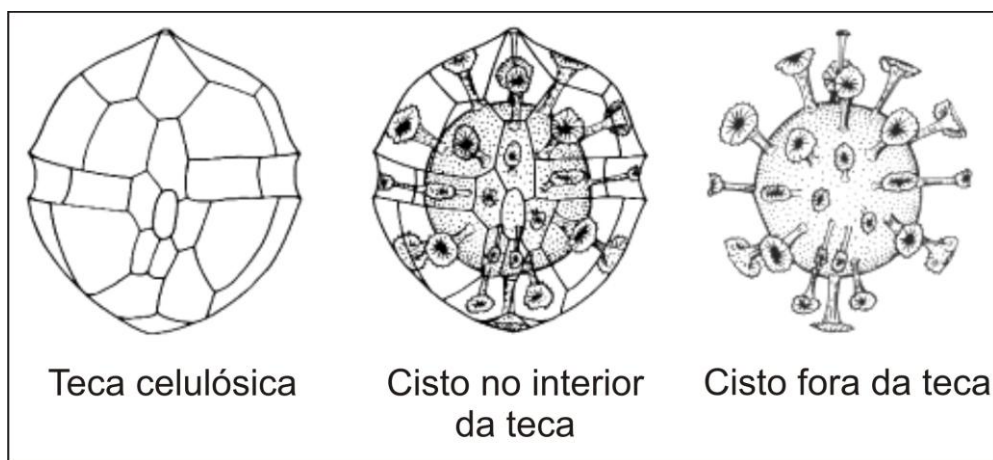


Figura 4. Relação entre a teca celulósica de um dinoflagelado móvel e seu cisto corado (fase imóvel) (adaptado de Arai & Lana, 2004).

Os cistos variam muito quanto à morfologia do seu corpo central, pois podem ser esféricos, subsféricos, discóides, ovais, bicônicos a poliédricos, citando-se apenas as formas mais comuns. O tamanho também é bem variável, de 5 a 200 μm . A parede está organizada em paraplacas cujo número e arranjo é conhecido como paratabulação, ambas refletindo a placa e a tabulação da teca correspondente, bem como ocorre com o parassulco e o paracíngulo (Arai & Lana, 2004). O sistema de tabulação mais utilizado para os dinoflagelados do Quaternário é o proposto por Kofoid em 1909, denominado de gonyaulacóide-peridinióide (Oliveira, 2003) (figura 5). Nesse sistema, as paraplacas são identificadas em séries apical, intercalar, pré-cingular, pós-cingular, antapical e sulcal. Assim, os dinoflagelados peridinióides, representantes principalmente dos táxons heterotróficos (Mudie & Harland, 1996), possuem quatro paraplacas apicais, três intercalares anteriores, sete pré-cingulares, seis cingulares, cinco pós cingulares e duas antapicais (fórmula: 4', 3a, 7'', 6c, 5''', 2''''') (figura 5.A). Por sua vez, os gonyalaucóides, dos quais todos são autotróficos

(Mudie & Harland, 1996), caracterizam-se por quatro paraplacas apicais, seis pré-cingulares, seis cingulares, seis pós-cingulares, uma intercalar posterior, uma antapical e cinco sulcais (4', 6'', 6c, 6''', 1p, 1''''', 5s) (Fensome *et al.*, 1996; Arai & Lana, 2004) (figura 5.B).

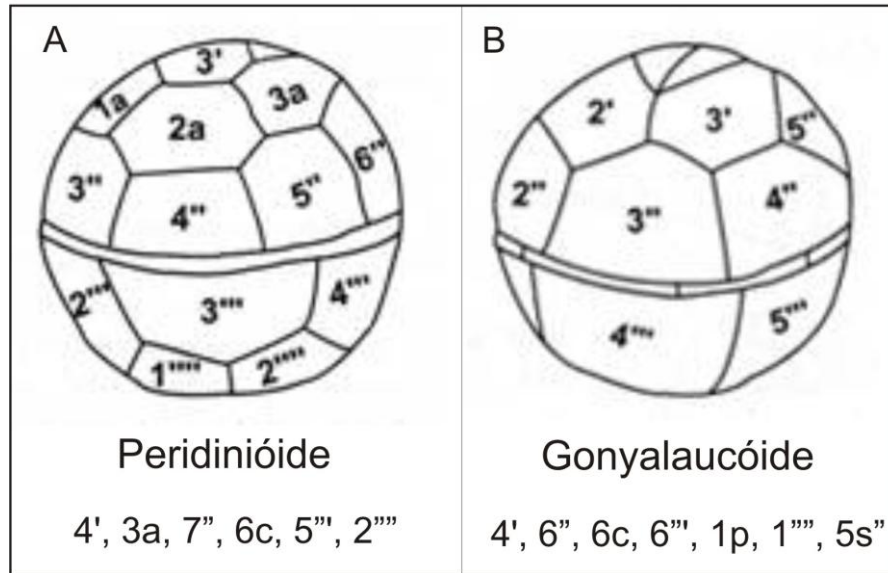


Figura 5. Sistema de tabulação de dinocistos gonyaulacóide-peridinióide (adaptado de Arai & Lana, 2004).

Outro aspecto morfológico marcante do dinocisto é o arqueopilo, o qual geralmente é observado na face dorsal e pode ser classificado tanto conforme a paraplaca ou paraplacas que envolve (intercalar, pré-cingular, etc.) ou quanto o seu formato (deltaforme, tetraforme, etc.) (Arai & Lana, 2004).

Em relação a sua parede, os dinocistos podem ser classificados basicamente em acavados, quando não há separação da parede em duas camadas, e cavados, se essa separação ocorre. Neste último caso, a parede divide-se em endofragma (parede interna) e ectofragma (parede externa). Conforme a localização dessa dupla camada, o cisto é chamado de cincuncavado, epicavado, hipocavado, bicavado, cornucavado, suturocavado ou apiculocavado. Já a denominação holocavada é dada àquele que possua as duas camadas interligadas por processos ou outras estruturas, sendo a parede externa, nessa situação, definida como ectofragma. Quanto às ornamentações, a parede dos dinoflagelados fósseis pode tanto ser simplesmente lisa quanto ser espinhosa, estriada, granulada ou reticulada, dentre outras configurações (Arai & Lana, 2004).

A coloração do dinocisto é uma característica morfológica que pode revelar seu hábito alimentar. Sabe-se que os indivíduos com parede marrom normalmente são heterotróficos, ao passo que os autotróficos costumam apresentar parede muito clara, quase incolor (Oliveira, 2003).

Dinoflagelados fósseis estão presentes principalmente em estratos marinhos do Triássico Superior ao Holoceno (Fensome *et al.*, 1996). Segundo Spector (1984), como nem todos os dinoflagelados produzem cistos fossilizáveis, o registro fóssil desse grupo é, por natureza, fragmentado e incompleto. Os primeiros fósseis de dinoflagelados, datados do Siluriano Superior, mostram indicações de um padrão de placas relativamente grandes. A ausência de dinocistos em sedimentos dos 150 a 200 Ma seguintes talvez se deva ao fato de os dinoflagelados anteriores ao Triássico não produzirem dinosporina. No Triássico Superior, ocorre a primeira espécie tecada com numerosas placas e possivelmente com uma região cingular formada por mais de uma série de placas. O registro fóssil do Jurássico é marcado por uma diversidade de cistos descritos, mas é no período Cretáceo que houve o maior aumento no número de espécies capazes de encistar. As primeiras formas contendo esqueletos silicosos encontram-se no Terciário. A partir do Paleógeno até o presente, ocorrem registros de dinocistos dulci-aquícolas (Spector, 1984). Formas calcárias são mais comuns em estratos do Jurássico e Cretáceo, mas seu baixo número em sedimentos recentes provavelmente reflete a escassez de estudos a respeito (Stover *et al.*, 1996).

Os dinoflagelados experimentaram a maior percentagem de extinções de gêneros no final do Cretáceo. Durante o período, a floração de diatomáceas, que competem com os dinoflagelados autotróficos, deve ter tido um papel importante na evolução e consequente redução do número de espécies desses últimos (Spector, 1984). Esse decréscimo da diversidade na Divisão Dinoflagellata continuou ocorrendo significativamente em direção ao Quaternário. Hoje, apenas aproximadamente 10% de todos os dinoflagelados atuais produzem cistos fossilizáveis (Arai & Lana, 2004).

1.2.4 Importância paleoecológica no Quaternário

O estudo dos dinoflagelados fósseis teve sua importância aumentada nas últimas décadas ao passo em que eles foram sendo utilizados como indicadores das alterações climáticas passadas. Considerando o princípio de que o passado e o presente podem ser as chaves para prever futuras mudanças, a palinologia marinha tem avançado em resposta ao crescimento da necessidade de as ciências naturais compreenderem os problemas ambientais. Interpretações paleoambientais, propiciadas por estudos palinológicos, correspondem a uma fundamental ferramenta para se entender os processos inerentes às mudanças climáticas da Terra (Dale, 1996).

As assembleias de cistos de dinoflagelados são fortemente influenciadas por fatores ecológicos. Assim, diferentes espécies de dinocistos associadas caracterizam ambientes distintos. Para melhor entender os fatores que definem a ocorrência dessas assembleias no registro fóssil, os palinólogos tem utilizado modelos ecológicos baseados em dinoflagelados atuais e seus correspondentes cistos. Esse método permite a utilização dos dinocistos como indicadores paleoambientais principalmente do Quaternário, visto que as espécies registradas para esse período são ainda viventes, em sua maioria (Dale, 1996). Assim, as análises paleoecológicas são realizadas principalmente através da abundância relativa de gêneros, espécies ou morfotipos, os quais, agrupados em associações ou avaliados individualmente, podem indicar paleoambientes específicos (Stover *et al.*, 1996). Todavia, o estudo de cistos recentes e os fatores ambientais que os influenciam, apesar de terem um reconhecido valor na Paleontologia, não podem ser aplicados diretamente para assembleias que viveram a milhares de anos. Os dados de cistos atuais e fósseis precisam ser considerados como dois conjuntos de informação bem diferentes, cujas limitações devem ser levadas em conta para uma devida comparação. Entretanto, sabe-se que os principais sinais ambientais inferidos por cistos viventes são refletidos também nas assembleias mais antigas (Dale, 1996).

Dale (1996) mencionou os dois aspectos básicos da estratégia de vida dos dinoflagelados que, em geral, afetam aonde e como os membros desse grupo vivem, incluindo as formas encistadas. O principal aspecto refere-se à sua mobilidade, a qual é muito mais desenvolvida que a dos outros componentes do fitoplâncton. De fato, os dinoflagelados possuem a habilidade de regular a sua posição na coluna d'água através da migração diurna para a zona eufótica, maximizando, assim, a fotossíntese (Jumars, 1993). Além disso, são capazes de manter sua posição em zonas ricas em nutrientes. Tal estratégia torna-se mais

vantajosa em águas bem estratificadas (com gradientes de nutrientes), típicas de muitas regiões costeiras e neríticas, onde, portanto, as maiores concentrações de dinoflagelados são encontradas. Ao contrário, nas zonas de mistura de águas, as diatomáceas, que não possuem mobilidade, prevalecem sobre os dinoflagelados autotróficos, beneficiando as formas heterotróficas de dinoflagelados que se alimentam principalmente delas. As diferentes estratégias tróficas correspondem justamente ao segundo aspecto que influencia muito na distribuição ambiental dos dinoflagelados. Enquanto as espécies autotróficas respondem aos fatores que afetam os nutrientes dissolvidos e a luz incidente, presume-se que as formas heterotróficas são mais afetadas pela disponibilidade de suas presas. Esses aspectos da fase móvel dos dinoflagelados são de interesse aos palinólogos somente no âmbito em que influem nas assembleias de dinocistos (Dale, 1996).

Baseado em estudos de Wall *et al.* (1977), Dale (1996) identificou quatro tipos de sinais ambientais que podem ser identificados através de cistos de dinoflagelados: clima inferido pela temperatura de superfície da água, distância da costa, salinidade e produtividade.

Quanto à temperatura, o grupo dos dinoflagelados, como um todo, tem uma ampla tolerância (de 1 a 35° C), estando o ótimo climático da maioria das espécies na faixa de 18 a 25° C. Os autores já notaram que alterações de poucos graus podem ser suficientes para causar diferenças na composição das assembleias de dinoflagelados dentro de zonas biogeográficas (Armstrong & Brasier, 2005). Os limites de biogeografia revelados pela distribuição desses organismos parecem seguir padrões em nível global, visto que quase todas as principais espécies de águas mais frias são de ambos os pólos, assim como assembleias de zonas climáticas temperadas do Hemisfério Norte são registradas na mesma ordem também no Hemisfério Sul. Essa constatação mostra que muitos tipos de dinocistos restringem-se a certas latitudes, sugerindo a temperatura da água como um fator limitante principal. Dessa forma, dinoflagelados produtores de cistos provam ser indicadores paleoecológicos tão bons quanto organismos bentônicos, pois seus cistos “ancoram” a espécie correspondente a ele em uma determinada zona biogeográfica (Dale, 1996).

Dale (1996) também definiu as seguintes zonas climáticas/biogeográficas para dinoflagelados: polar, sub-polar, temperada e equatorial. Para o autor, o principal limite de sua distribuição relacionado à temperatura corresponde à intersecção entre águas mais frias e mais quentes, ou seja, entre as zonas subpolar e temperada. Essa região limítrofe é geralmente marcada pelo término da ocorrência de ambas as espécies de altas latitudes e baixas latitudes e pela presença de um terceiro grupo de espécies intermediárias, típicas de regiões onde há

coincidência de águas frias e quentes. Além disso, há uma evidente redução da diversidade de espécies em direção às altas latitudes.

Outro forte limitante ecológico do fitoplâncton marinho é aquele entre as águas costeiras ou neríticas, geralmente mais ricas em nutrientes, e as águas oceânicas, relativamente pobres em substâncias orgânicas dissolvidas. Isso ocorre porque muitas espécies oceânicas são restritas aos ambientes com níveis de nutrientes extremamente baixos, sendo tóxicas para elas as águas com alta concentração dos mesmos (Brand *et al.*, 1983, *apud* Dale, 1996). Os cistos classificados como oceânicos, ou nerítico-oceânicos, conforme sua distribuição observada em sedimentos recentes, formam a base para reconhecer esse limite. Uma tendência de distribuição de cistos da zona costeira para a oceânica foi descrita por Wall *et al.* (1977) e baseou-se na presença ou ausência de espécies oceânicas, assim como nas proporções dos táxons que integravam as assembleias. Os estudos desses autores e trabalhos mais recentes tem revelado que alguns gêneros apresentam-se em maior abundância apenas na zona costeira (como é o caso da maioria das formas heterotróficas), enquanto outros mostram exclusiva ocorrência nos locais mais profundos, como zonas de talude (Wall *et al.*, 1977; Harland, 1983; Dale, 1996; Stover *et al.*, 1996; Oliveira, 2003).

Quanto à salinidade, diversos dinoflagelados formadores de cistos ocorrem atualmente desde ambientes de água doce até hipersalinos. Isso sugere a possibilidade de reconhecer sinais na distribuição dos tipos de dinocistos que reflitam a condição salina do ambiente (Dale, 1996). Dentre as espécies marinhas, é possível identificar basicamente dois grandes grupos: um de espécies estenoalinas, que são estritamente marinhas (salinidade > 27 ‰), e outro com aquelas consideradas eurialinas ou estuarinas, as quais toleram ampla variação de salinidade, da água doce à marinha (Jumars, 1993). O primeiro grupo é formado principalmente pelas espécies oceânicas, visto que sua presença, mesmo em baixo número, indica salinidade ao redor de 35 ‰. O segundo grupo corresponde às espécies costeiras ou neríticas, as quais representam a maioria dos cistos e toleram as grandes flutuações de salinidade causadas pela mistura de águas marinhas e estuarinas nessa zona. Essa ampla tolerância limita seu uso como indicadores de salinidade. Contudo, algumas dessas espécies eurialinas podem mostrar alterações morfológicas frente aos ambientes salobros (Dale, 1996). Experimentos com culturas de dinoflagelados mostram que, para uma única espécie, a morfologia dos cistos pode variar consideravelmente conforme o nível de salinidade. A maior variação ocorre no número, densidade e estrutura dos processos (Armstrong & Brasier, 2005). Wall & Dale (1973, *apud* Dale, 1996) constataram que há morfotipos característicos de

determinadas faixas de variação de salinidade, os quais podem então ser usados para inferir esse parâmetro. É o caso, por exemplo, dos espécimes de *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967, que apresentam processos bem mais curtos e bulbosos principalmente em águas de salinidade baixa. Às vezes, a diversidade de espécies também é utilizada como indicativo de salinidade, pois pode decrescer significativamente em ambientes hiposalinos (Wall & Dale, 1970).

Visando reconhecer a paleoprodutividade, a análise de dinocistos tem potencial para evidenciar eventos de ressurgência costeira e a conseqüente eutrofização. A ressurgência equivale à movimentação vertical de águas profundas até a superfície transportando grandes quantidades de nutrientes, causando eutrofização (enriquecimento da água), o que leva ao aumento da biomassa fitoplânctônica (Schmiegelow, 2004). Esse evento é marcado no registro fóssil pela dominância de cistos heterotróficos, que está atrelada à disponibilidade de diatomáceas, sua principal presa. Essas algas prevalecem no fitoplâncton quando não há estratificação da coluna d'água, levando vantagem na competição com dinoflagelados autotróficos, em detrimento do número de indivíduos desses últimos (Dale, 1996).

Os estudos de assembleias de dinocistos ocorrentes em estágios glaciais, interglaciais e interestaduais do Quaternário tem mostrado que os dinoflagelados são bons indicadores paleoclimáticos. Tais estudos concluem, por exemplo, que as assembleias glaciais são caracterizadas por baixa diversidade de espécies. Isto é consequência da dominância de certos táxons cosmopolitas (de ampla tolerância ambiental) e/ou de táxons heterotróficos, porque suportam águas geladas próximas ao congelamento. A capacidade dos dinoflagelados heterotróficos de dominar tais ambientes extremos pode ser baseada na sua provável independência de luz e na possibilidade de se alimentarem de pequenas diatomáceas que tipicamente vivem próximas ao gelo marinho. Esses dinoflagelados são também característicos de assembleias subpolares perto da Antártica (Dale, 1996).

Outra conclusão comum de estudos paleoclimáticos é que a transição entre dois climas diferentes também causa um aumento no número de indivíduos de espécies cosmopolitas. Isso ocorre por essas espécies não exigirem uma condição ambiental restrita, tornando-se então oportunistas para explorar ambientes fortemente alterados e inóspitos para outros dinoflagelados, especialmente para os demais autotróficos. Essa explicação é suportada pelo fato de uma maior proporção de dinoflagelados cosmopolitas ser também encontrada hoje em ambientes instáveis, tais como alguns estuários, ou a zona transicional entre águas neríticas e oceânicas (Wall *et al.*, 1977).

Grandes alterações na abundância relativa de espécies de dinocistos quaternários, particularmente durante ciclos glaciais-interglaciais, são úteis para ajudar a definir intervalos temporais de distintas assembleias. Apesar de a maioria dessas alterações aparentemente estar associada ao clima, elas foram, na verdade, provavelmente causadas por vários fatores que poderiam ou não estar relacionados com as mudanças climáticas, tais como salinidade, proximidade da costa, ressurgência e entrada de águas de degelo. Portanto, associar as mudanças na composição nas assembleias de dinocistos com suas causas ambientais é crítico para o uso desses microfósseis como indicadores paleoecológicos do Quaternário (Wall *et al.*, 1977).

1.3 Outros palinómorfos

Uma avaliação isolada de apenas cistos de dinoflagelados é insuficiente para a análise paleoambiental adequada da área. Portanto, para um estudo paleoecológico, faz-se necessário o reconhecimento da associação de todos (ou quase todos) os microfósseis presentes (Oliveira, 2003). Nas lâminas palinológicas confeccionadas, além dos dinoflagelados, os outros palinómorfos marinhos comumente encontrados são: palinoforaminíferos, ovos de copépodes, escolecodontes e acritarcos. Entre os palinómorfos de origem continental podem estar grãos de pólen, esporos vegetais, fungos e algas de água doce (principalmente *Botryococcus* Kutzing 1849 e *Pediastrum* Meyen 1829), além de dinoflagelados de água doce. Os conceitos básicos de cada um desses microfósseis de parede orgânica resistente são brevemente descritos abaixo.

Palinoforaminíferos representam a estrutura interna quitinosa dos foraminíferos (Traverse, 2007), protistas que produzem uma carapaça principalmente de natureza mineral (Armstrong & Brasier, 2005). A forma de um palinoforaminífero é quase sempre planoespiral e o tamanho é muito menor do que o foraminífero que ele presumivelmente pertence (Traverse, 2007).

Copépodes são microcrustáceos que compõem o zooplâncton marinho e possuem importante papel do controle da biomassa fitoplanctônica, da qual se alimentam. Os ovos produzidos pelos copépodes rapidamente depositam-se no fundo do mar (Roman & Gauzens, 1997).

Escolocodontes são as peças bucais quitinosas de poliquetas marinhos. Eles são comumente encontrados como elementos dissociados e, apesar da morfologia variada, a maioria possui forma alongada e denticulada em uma das margens (Armstrong & Brasier, 2005).

Acritarcos são organismos eucarióticos unicelulares de afinidade biológica desconhecida. Muitos provavelmente são cistos de algas marinhas fitoplanctônicas, tendo similaridade, em particular, com algas prasinofíceas modernas. Entretanto, tratam-se de organismos *incertae sedis*, reunidos artificialmente, com base em suas características morfológicas, no Grupo Acritarcha Evitt 1963 (Armstrong & Brasier, *op. cit.*).

Esporos e grãos de pólen são estruturas produzidas durante o ciclo de vida das plantas, sendo os esporos por briófitas e pteridófitas e os grãos de pólen por gimnospermas e angiospermas. A produção de ambos ocorre em vastos números e os mesmos podem ser ampla e rapidamente transportados pelo vento e água, depositando-se, porventura, em turfeiras, lagos ou oceanos, principalmente nas planícies de inundação (Traverse, 2007).

Fungos são organismos unicelulares ou multicelulares, heterotróficos, de hábito epifítico, saprofítico, parasitas ou simbiontes (Kalgutkar & Jansonius, 2000, *apud* Freitas & Carvalho, 2011). No registro palinológico, são encontrados suas frutificações e seus esporos (Freitas & Carvalho, 2011).

Botryococcus e *Pediastrum* são gêneros de algas de água doce da Divisão Chlorophyta Reichenbach 1834 que ocorrem em colônias. O primeiro possui coloração amarela brilhante e forma botrioidal; o segundo é formado por células poligonais, discoidais, com contorno denteado (Oliveira, 2003).

Dinoflagelados de água doce também podem ocasionalmente ocorrer no registro fossilífero marinho. Muitos morfotipos podem apresentar indicações bem definidas de paratabulação e paracíngulo, mas outros não tem as características típicas de dinocistos, assemelhando-se aos acritarcos (Oliveira, 2003).

Em termos paleoecológicos a importância de se identificar todos os palinomorfos recuperados, pelo menos em grandes grupos, reside na possibilidade de se chegar às proporções de elementos marinhos e continentais. O valor da razão marinho/continental permite inferir sobre regressões e transgressões do mar ocorrentes no local (Lorscheitter, 1984; Mudie & Harland, 1996; Meyer, 2004). Além disso, alguns palinomorfos, em particular, podem estar relacionados com alterações paleoambientais específicas. Um exemplo

disso é a possível relação de ovos de copépodes com eventos de ressurgência (Roman & Gauzens, 1997).

1.4 Estudos de palinologia do Quaternário na costa do Brasil para interpretações paleoambientais

Há diversos trabalhos sobre paleoambientes inferidos por palinomorfos em diferentes bacias da costa brasileira abrangendo o período Quaternário. Alguns desses estudos são sumariamente explicados a seguir.

Lorscheitter (1984) estudou amostras de um testemunho de sondagem situado na área do Cone de Rio Grande (RS, Brasil) a uma profundidade de 3.200 m de lâmina d'água. O sedimento coletado datava do Pleistoceno ao Holoceno. Após proceder a taxonomia dos palinomorfos recuperados (grãos de pólen de angiospermas e gimnospermas, esporos de briófitas, pteridófitas e fungos, dinocistos, algas, escolecodontes e palinoforaminíferos), a autora pôde analisar as oscilações do nível do mar, as condições paleoambientais e as sucessões florísticas na planície costeira adjacente. As oscilações do nível do mar foram constatadas através da razão entre palinomorfos marinhos e continentais e evidenciaram as fases glacial, interestadial e interglacial. A análise das condições lacustres, por meio da porcentagem de elementos continentais e dulcíquolas, revelou períodos úmidos e secos. Esses resultados, juntamente com a alternância de espécies da flora que havia sido verificada, serviram de base para interpretações paleoambientais. Isso possibilitou uma reconstituição paleoclimática para a Planície Costeira do Rio Grande do Sul e a inferência do limite Pleitoceno-Holoceno nesse sedimento.

Carvalho (1996) analisou, para estudos paleoecológicos e paleoclimáticos, sedimentos pleistocênicos e pliocênicos de três poços perfurados na plataforma continental da Bacia da Foz do Amazonas. Nesse trabalho foram realizadas análises quantitativas e qualitativas de diversos palinomorfos: esporos de pteridófitas e de fungos, grãos de pólen e cistos de dinoflagelados. O autor registrou cinco fases climáticas na região durante o intervalo de tempo em questão. Tais fases foram inferidas principalmente considerando o parâmetro de riqueza específica, visto que, aos três períodos interglaciais detectados, atribui-se a diversidade acima da média de cada poço estudado; e aos dois glaciais, o índice de diversidade abaixo dessa média. As mudanças na composição dos agrupamentos, assim como

as diferentes abundâncias relativas, também foram úteis para identificar as alterações climáticas nos ciclos glaciais-interglaciais. O autor pôde ainda qualificar os palinórfos como floras de montanha e de floresta tropical e, assim, afirmar que houve um aumento da primeira em detrimento da última durante as glaciações. Além disso, devido à baixa representatividade dos palinórfos de savana, concluiu que não houve grande expansão desse tipo de vegetação nas fases glaciais.

Oliveira (2003), em um trabalho com sedimentos pleistocênicos e holocênicos da Bacia de Campos, obtidos do furo BU-91-GL-07, focou-se nos cistos de dinoflagelados e suas implicações paleoecológicas. Nesse estudo, ele utilizou o método palinológico por peneiramento total para recuperação, em grande número, de dinocistos das amostras quaternárias, o qual se mostrou bem eficaz. A similaridade ecológica entre as espécies identificadas resultou em cinco distintas assembleias. Os resultados encontrados permitiram ao autor concluir que a temperatura, apesar de influenciar algumas espécies, pode não ser o principal fator responsável pela variação na composição das assembleias de dinoflagelados do local. Segundo o mesmo, os principais fatores que definem a distribuição desses organismos em regiões tropicais talvez sejam a disponibilidade de nutrientes e a salinidade.

Meyer (2004) baseou seu trabalho em sedimentos provenientes de testemunhos de sondagem coletados nas lagoas dos Quadros e Itapeva, Planície Costeira do Rio Grande do Sul. O estudo focou-se na análise qualitativa e quantitativa de palinórfos continentais e marinhos, fitoclastos opacos e não opacos e matéria orgânica amorfa para a caracterização das mudanças ambientais de ambas as localidades. Assim, o objetivo da autora foi propiciar uma melhor compreensão dos eventos inerentes à evolução holocênica da PCRS. As interpretações inferidas pela distribuição dos elementos observados e por dados geoquímicos permitiram a identificação de períodos de transgressão e regressão marinha nos dois sistemas lagunares avaliados. Assim, foram estabelecidos quatro intervalos distintos refletindo as transformações ambientais da Lagoa de Itapeva: duas fases transgressivas e duas regressivas. Para a Lagoa dos Quadros, distinguiram-se, da mesma forma, três fases transgressivas.

Freitas (2005) analisou amostras extraídas da mesma perfuração estudada por Oliveira (2003), abordando palinórfos continentais como indicadores paleoambientais. A autora encontrou esporos de briófitas, pteridófitas e fungos, além de grãos de pólen de gimnospermas e angiospermas, representando diversas famílias e gêneros e abrangendo diferentes formações vegetais. Com base na abundância de cada um dos elementos fitoflorísticos, estes foram estatisticamente agrupados em cinco associações, as quais, por sua vez, foram distribuídas em

quatro intervalos paleoclimáticos. Dois destes intervalos representam a fase climática fria e outros dois mostram uma tendência para um clima mais quente, o que é correlacionável com as biozonas glaciais e interglaciais de foraminíferos planctônicos descritas por Vicalvi (1997). Além disso, os resultados vão ao encontro das variações do nível do mar registradas para a região da amostragem ao longo do período estudado. As mudanças de táxons de palinórfos continentais observados em cada nível do sedimento, assim como suas diferentes concentrações, evidenciaram a dinâmica vegetacional que reflete à oscilação climática típica do Quaternário.

Barth *et al.* (no prelo) realizaram uma análise palinológica de dois testemunhos sedimentares obtidos no manguezal de Guaratiba, planície de maré da costa sul do Rio de Janeiro. O objetivo foi inferir sobre as variações ambientais ocorridas na área nos últimos 6 ma. Confrontando as curvas de concentração de palinórfos com as de oscilação do nível do mar, foi possível identificar três períodos de rebaixamento marinho por volta de 4,2, 2,2 e 0,7 a 0,2 ma AP. Esses períodos tiveram equivalência à baixa quantidade de palinórfos observados. Por meio de estudo taxonômico dos grãos pólen e esporos recuperados, pôde se verificar, ao longo de toda a sequência, predominância de uma ou outra das seguintes formações vegetais/ambientais: de Mata Atlântica, de mata de restinga, de campo, hidrófitas e manguezais. Nos níveis superiores de ambos os testemunhos, a influência antrópica na vegetação local foi constatada pelo aumento de grãos de pólen de táxons exóticos e pela maior devastação, mostrada através do domínio da vegetação de campo.

Essas citações são apenas alguns exemplos de trabalhos desenvolvidos em regiões costeiras do Brasil. Para a palinologia do Quaternário em um âmbito apenas continental, há dezenas de contribuições realizadas principalmente em turfeiras, visando, sobretudo, interpretações paleoclimáticas apoiadas por datações radiométricas (^{14}C). O histórico das pesquisas sobre o Quaternário no país está sintetizado em Souza *et al.* (2005).

1.5 Objetivos

Este trabalho visa interpretar as variações composicionais das assembleias de dinoflagelados e demais palinomorfos presentes em um testemunho quaternário da Bacia de Campos, associando-as com as alterações paleoambientais ocorridas no local durante o Pleistoceno Superior ao Holoceno. O estudo justifica-se pelo fato, já demonstrado por Oliveira (2003), de os dinocistos da Bacia de Campos terem uma distribuição atrelada a fatores paleoecológicos. Além disso, cabe ressaltar que esta foi uma rara oportunidade para analisar um perfil sedimentar oriundo do talude de uma bacia oceânica brasileira, coletado e cedido pela PETROBRAS S.A.

Para cumprir com o objetivo mencionado, metas secundárias foram elaboradas a fim de otimizar a recuperação dos palinomorfos e permitir a adequada compreensão do tema e análises consequentes. Tais metas estão listadas abaixo.

- Processamento das amostras com uso da melhor metodologia para a recuperação de dinoflagelados fósseis do período Quaternário, definida após serem confrontados o novo método proposto por Oliveira (2003) e Oliveira *et al.* (2004) e o método palinológico tradicional sintetizado por Brown (2008).

- Levantamento bibliográfico principalmente sobre o período Quaternário e os estudos paleoecológicos realizados com dinoflagelados e palinomorfos associados.

- Análises quantitativa, qualitativa e estatística dos microfósseis recuperados para definição dos intervalos amostrais caracterizados por distintas assembleias.

- Correlação dos intervalos resultantes com a alternância de fases glaciais-interglaciais e demais variações paleoambientais já inferidas e citadas por Tokutake & Toledo (2007) para o local através de diferentes microfósseis (foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários) e outros parâmetros (isótopos estáveis de oxigênio e carbono).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Área de estudo: Bacia de Campos

A Bacia de Campos é uma bacia oceânica correspondente a uma área de cerca de 100.000 km² que abrange o litoral norte do Estado do Rio de Janeiro e o litoral sul do Estado do Espírito Santo. Seu limite norte, com a Bacia do Espírito Santo, é o Arco de Vitória, e seu limite sul, com a Bacia de Santos, é o Arco de Cabo Frio (Winter *et al.*, 2007). Quanto à posição geográfica, a Bacia de Campos situa-se nos paralelos 21° S e 23°30' S de latitude; 38,5° W e 42,5° W de longitude (Tokutake, 2005). Estima-se que sua profundidade máxima atinja 3.400 m (Tokutake, 2005) e que mais de 70 % da área desta bacia esteja em águas com profundidades superiores a 200 m (Carminatti & Scarton, 1991, *apud* Viana *et al.*, 1998).

A plataforma continental da Bacia de Campos tem uma largura média de 100 km e o local de sua quebra varia de 80 m (área norte) a 130 m de profundidade (área sul), sendo a profundidade média igual a 110 m (Viana *et al.*, 1998). O talude possui 40 km de largura (Caddah *et al.*, 1998) e estende-se da quebra da plataforma até as isóbatas de 2.000 e 3.400 m, onde se encontra o Platô de São Paulo (Freitas, 2005). A inclinação média do talude é muito suave (2,5°), mas ambos o talude superior (110-600 m) e o inferior (1200-2000 m) possuem inclinações mais íngrimes (Caddah *et al.*, 1998).

Em termos de economia, a Bacia de Campos contem cerca de 90 % das reservas petrolíferas do Brasil (Winter *et al.*, 2007).

Quanto à origem, o surgimento dessa bacia, assim como as demais da margem leste brasileira, está associado com a quebra do supercontinente Gondwana. Tal evento tectônico ocasionou a separação entre América do Sul e África e a consequente formação do oceano Atlântico Sul (Nova *et al.*, 2008).

O desenvolvimento da Bacia de Campos ocorreu a partir do Cretáceo Inferior sobre o domínio rochoso denominado de Cinturão Orogenético Brasileiro ou Faixa Ribeira (Nova *et al.*, 2008), o qual é um embasamento cristalino caracterizado por rochas metamórficas do tipo gnaisse (resultante da deformação de sedimentos arcósicos ou de granitos) e de idade pré-cambriana (Winter *et al.*, 2007). Inicialmente, uma extensão da crosta continental provocou a subsidência da área, formando um sistema denominado de “rift valley” (vale formado pela fratura da crosta terrestre e litosfera associada). Após o término da extensão da crosta

continental e a formação da crosta oceânica, a dinâmica halocinética sofrida pelos evaporitos de idade aptiana (125 a 112 Ma AP) passou a ser o principal agente modelador da seção pós-rifte dessa bacia (Nova *et al.*, 2008).

Winter *et al.* (2007), considerando os processos de formação da Bacia de Campos, reconheceram a sua divisão litológica em três sequências: Supersequência Rifte (datada do Hauteriviano ao Eoaptiano), Supersequência Pós-rifte (Aptiano Médio ao Albiano Inferior) e Supersequência Drifte (Albiano Inferior ao Holoceno). A primeira corresponde à seção litológica afetada pela tectônica de rifte. A segunda é representada pela seção sedimentar disposta discordantemente sobre as rochas de origem lacustre que foram depositadas em ambiente de baixa atividade tectônica. Apesar disso, o pobre registro fóssil dessa sequência denota o estresse ambiental que prevaleceu durante sua acumulação. Já a Supersequência Drifte compreende os sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica associada a tectonismo adiastrófico.

O local perfurado para o estudo atinge a Sequência N60, pertencente à Supersequência Drifte. Essa sequência inclui os sedimentos do sistema Pleistoceno da bacia (formações Ubatuba, Carapebus e Emborê). Em seu limite inferior, há a discordância de 1,6 Ma AP, a qual está relacionada ao rebaixamento global do nível do mar. No seu limite superior, estão os sedimentos atuais do fundo marinho. Na porção de plataforma, a faciologia dominante é representada por areias e, próximo à quebra de plataforma, por corpos de calcário. Lamas estão depositadas na plataforma apenas na região de Cabo Frio. Já na porção do talude, as lamas predominam, assim como lamitos de denudação e corais de águas profundas. O talude é cortado por cânions lamosos e arenosos, sendo que, na sua região de sopé, prevalecem cunhas de diamictitos e lamas, ocorrentes também nas áreas mais distais que são cortadas por raros cânions arenosos. Margas são predominantes nas porções muito profundas e distais da bacia. A sequência N60 suporta uma série de eventos de menor ordem de variações do nível do mar (Winter *et al.*, 2007).

2.2 Amostragem

O testemunho de sondagem GL-451, que gerou as amostras deste estudo, foi perfurado pela PETROBRAS S. A. na porção norte do talude inferior da Bacia de Campos, referente à formação litológica Ubatuba. Esta área está localizada na parte sul da margem costeira do

Estado de Espírito Santo à cerca de 75 km da linha de costa (latitude 21°09'47,6" e longitude 39°57'14,3"). Nesse ponto, coletou-se um perfil sedimentar de 16,9 m de comprimento em uma profundidade equivalente a 1503 m de lâmina d'água (Tokutake, 2005) (figura 6).



Figura 6. Mapa batimétrico das proximidades do testemunho GL-451 na Bacia de Campos, com a localização do mesmo (adaptado de Tokutake, 2005).

As amostras foram cedidas pela Dr^a. Elizabete Pedrão Ferreira, geóloga da Gerência de Bioestratigrafia e Paleoecologia do Centro de Pesquisa e Desenvolvimento da PETROBRAS S. A (Rio de Janeiro/RJ), durante um estágio em 2010 no Laboratório de Palinologia pertencente a esta Gerência, o qual valeu como o Estágio Curricular Obrigatório do curso de Ciências Biológicas.

Para o presente estudo, foram utilizadas 18 amostras distribuídas neste perfil desde 0,10 m até 16,10 m, com espaçamentos de 0,90 ou 0,95 m.

Quanto à litologia, a sequência avaliada variou de margas a lama rica em carbonato ou lama levemente carbonática, conforme classificação de Kowsmann & Vicalvi (2003, *apud* Tokutake, 2005) (figura 7).

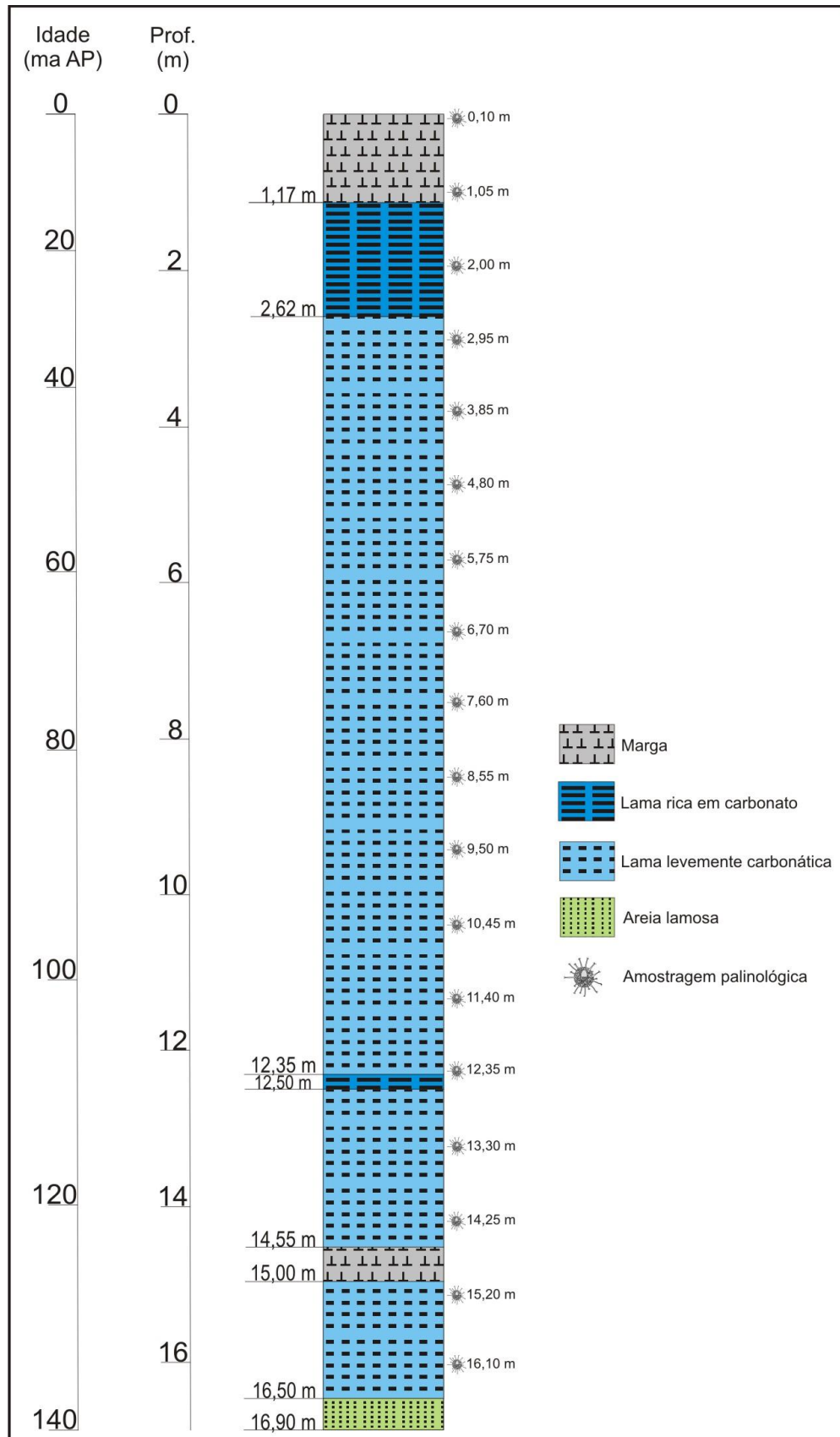


Figura 7. Perfil litológico do testemunho GL-451 com as idades relativas baseadas em biozonas de foraminíferos planctônicos, taxas de sedimentação e Estratigrafia de Isótopos de Oxigênio segundo Tokutake (2005). Os níveis utilizados para as amostragens palinológicas estão apresentados à direita do perfil (adaptado de Tokutake, 2005).

2.3 Estudo de referência para datação relativa e correlações

Utilizou-se, para o perfil analisado, as datações relativas referidas e propostas pelos estudos de Tokutake (2005) e Tokutake & Toledo (2007) (figura 7), os quais fizeram uso de amostras do testemunho GL-451 para análise de nanofósseis calcários, isótopos estáveis de oxigênio e isótopos estáveis de carbono. Esses estudos fazem menção ao trabalho de Kowsmann & Vicalvi (2003, *apud* Tokutake & Toledo, 2007) que também utilizaram o mesmo testemunho, mas para bioestratigrafia de foraminíferos planctônicos. Porém, por se tratar de um relatório interno da Petrobras S.A., não se pôde ter acesso ao mesmo e, portanto, todas as informações extraídas dessa contribuição restringem-se àquelas contidas em Tokutake (*op. cit.*) e Tokutake & Toledo (*op. cit.*). Os resultados apresentados por esses autores são descritos abaixo e foram utilizados para fins de correlação³.

Tokutake (*op. cit.*) e Tokutake & Toledo (*op. cit.*) estabeleceram dois bio-eventos através de nanofósseis calcários, definindo as biozonas F e G. O intervalo bioestratigráfico F compreendeu o Pleistoceno Superior e foi definido, em sua base, pela última ocorrência do táxon *Helicosphaera inversa* Gartner 1977 e, em seu topo, pelo nível mais inferior de dominância de *Emiliana huxleyi* (Lohmann, 1902) Hay & Mohler 1967. Já o intervalo G, que se estendeu do Pleistoceno Superior ao Holoceno, foi localizado logo acima do último nível de dominância da espécie *E. huxleyi*, caracterizando-se pelo declínio desse táxon e o aumento concomitante de *Gephyrocapsa* Kamptner 1943, o qual torna-se abundante. A datação utilizada pelo autor baseou-se nas biozonas de foraminíferos planctônicos, nos cálculos de taxas de sedimentação e na calibração da idade através da Estratigrafia de Isótopos de Oxigênio. Esses dados permitiram a estimativa de que os testemunhos analisados estão restritos aos últimos 140 ma AP. É importante salientar que as diferenças de amostragens entre tais estudos e o presente trabalho fizeram com que a datação das amostras não coincidentes fosse apresentada dentro de um intervalo de idade, considerando as idades dos dois níveis datados mais próximos.

Como já mencionado, a bioestratigrafia através de microfósseis de foraminíferos planctônicos foi realizada por Kowsmann & Vicalvi (*op. cit.*). Tais autores reconheceram quatro biozonas de Ericson & Wollin (1968) para o testemunho GL-451, conforme a presença

³ Os dados sobre isótopos estáveis, nanofósseis calcários e foraminíferos planctônicos estão apresentados em forma de figura na seção 4.5.

ou ausência de espécies consideradas de águas frias ou quentes. As biozonas W e Y equivalem a episódios glaciais, sendo a última representante de todo o período correspondente à última glaciação e ao UMG. As biozonas X e W, ao contrário, referem-se às fases interglaciais e são marcadas pela consistente abundância de *Globorotalia menardii* Parker, Jones & Brady 1865 e outros táxons associados.

O cálculo das taxas de sedimentação, também proporcionado pelo estudo de Kowsmann & Vicalvi (*op. cit.*), foi facilitado pelo fato de esta ter ocorrido de forma homogênea e sem interrupções (hiatos, discordâncias e não-deposições). Isso se deve à predominância de sedimentos hemipelágicos, que tendem a uma sedimentação mais constante.

Para a Estratigrafia de Isótopos, Tokutake & Toledo (2007) utilizaram o foraminífero planctônico da espécie *Globigerinoides ruber* d'Orbigny 1839 variedade *White*, pois este táxon calcifica sua testa em equilíbrio isotópico de oxigênio com a água do mar. O isótopo ^{16}O , por ser uma molécula mais leve, precipita com a neve sendo então aprisionado nas geleiras, aumentando a proporção do ^{18}O em épocas de glaciação. Considerando isso, Emiliani (1955) estabeleceu uma estratigrafia de estágios isotópicos de ^{18}O , onde a numeração par corresponde às fases glaciais, e a ímpar às interglaciais. Posteriormente, estes estágios tiveram suas idades absolutas calculada por Martinson *et al.* (1987, *apud* Tokutake & Toledo, 2007).

Os resultados da estratigrafia de isótopos de oxigênio alcançados por Tokutake & Toledo (2007) permitiram que se correlacionassem os estágios isotópicos de ^{18}O com as idades definidas por foraminíferos planctônicos.

Quanto à idade do limite F/G, esta foi observado em 73 ma AP conforme cálculo das taxas de deposição. Porém, considerando a análise de isótopos de oxigênio, a transição do intervalo F para o G coincide com a passagem do estágio 4 para o 5. O limite desses estágios isotópicos está datado em 74 ma AP segundo Martinson *et al.* (1987, *apud* Tokutake & Toledo, 2007). Comprovou-se, assim, que a idade da passagem entre os intervalos bioestratigráficos F e G é mais nova que o limite das biozonas Y₂ e X de foraminíferos.

Além da análise de isótopos de oxigênio, Tokutake (2007) realizou a estratigrafia dos isótopos de carbono para inferir sobre o aporte de nutrientes no local ao longo dos anos. Essa informação paleoambiental pôde ser obtida pela razão entre ^{13}C e ^{12}C , porque o processo de fotossíntese do fitoplâncton prefere o isótopo ^{12}C ao invés do ^{13}C , incorporando o primeiro

em detrimento do último nos compostos orgânicos resultantes do processo (Rodrigues, 2005). Portanto, no caso da Bacia de Campos, a maior proporção de ^{12}C provavelmente reflete um ambiente marinho mais rico em matéria orgânica suspensa (Tokutake & Toledo, 2007).

Estes autores concluíram que a espécie de nanofóssil calcário *E. huxleyi* apresentou uma correlação melhor com a curva de isótopos de ^{18}O , enquanto o táxon *Gephyrocapsa* correlacionou-se melhor com a curva de ^{13}C . Isso mostrou que a variação de *E. huxleyi* foi afetada pela paleotemperatura, enquanto a de *Gephyrocapsa* spp. foi influenciada pela disponibilidade de nutrientes na água.

2.4 Processamento palinológico

Uma das tarefas essenciais no estudo palinológico é a adequada recuperação dos microfósseis de parede orgânica dos sedimentos ou rochas sedimentares. Por não haver uma metodologia que seja aplicável a todos os tipos de rocha e idades geológicas, torna-se muito importante conhecer previamente o material amostrado (datação, litologia, possíveis palinomorfos) para que se escolha o processamento mais eficaz para cada caso.

Todos os procedimentos descritos a seguir foram realizados no Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo (LPMMT) do Departamento de Paleontologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Esse laboratório forneceu plenamente os equipamentos e os materiais de consumo necessários ao devido fim.

O processamento utilizado baseou-se nos trabalhos de Oliveira (2003) e Oliveira *et al.* (2004), os quais apresentaram um novo método para recuperação de dinoflagelados. Todavia, antes de optar por este método, realizaram-se testes prévios para confirmar sua eficácia. Para tanto, uma amostra do poço GL-451 foi processada sob o método palinológico por peneiramento total (adotado por Oliveira, 2003 e Oliveira *et al.*, 2004) e, simultaneamente, sob o método palinológico mais tradicional, sintetizado por Brown (2008). Ambos fazem uso, primeiramente, de ácido clorídrico para eliminar os minerais carbonáticos das amostras e, subsequentemente, de ácido fluorídrico para eliminar os minerais silicáticos. Porém, a principal diferença entre eles é justamente as etapas de peneiramento durante as lavagens das amostras que já sofreram o ataque pelo ácido. No método tradicional, as amostras são lavadas por três vezes, enchendo-se o béquer de 1 L com água destilada e descartando o sobrenadante a cada lavagem, após 8 h de decantação. Segundo Oliveira (2003), os fósseis de

dinoflagelados do Quaternário são palinomorfos muito leves, visto que podem reter gás, álcool ou óleo em seu interior quando submetidos a tratamentos químicos, o que os deixa suspensos na coluna d'água por maior tempo. Os dinocistos, por isso, provavelmente são perdidos em grande número nas etapas de descarte do sobrenadante. Sendo assim, o método de Oliveira *et al.* (2004) propôs a lavagem das amostras sobre a peneira para aproveitamento total do resíduo orgânico. Outra diferença em relação ao método descrito por Brown (2008) é a utilização de detergente neutro para degradação e dissociação da matéria orgânica amorfa, de pequenos fitoclastos (restos de vegetais) e das cutículas, elementos que podem estar em excesso e não interessam ao estudo.

A observação sob microscópio óptico das lâminas resultantes dos dois processamentos (tanto em luz visível, quanto em fluorescência) mostrou que o método palinológico por peneiramento total propiciou uma recuperação de dinoflagelados expressivamente maior em comparação com o método tradicional. A diferença foi significativa principalmente na observação em luz fluorescente, onde as formas autotróficas tornam-se evidentes. Para saber se essa diferença não se deu apenas pelo uso do detergente (o qual concentra os dinoflagelados ao eliminar outros elementos), decidiu-se incluir esta etapa nas amostras processadas pelo método tradicional. Feito isso, verificou-se que não houve grande aumento no número de dinoflagelados recuperados. Definiu-se, assim, que o método proposto por Oliveira (2003) e Oliveira *et al.* (2004) seria utilizado para processar todas as amostras do estudo.

Primeiramente, as 18 amostras foram fragmentadas dentro de um gral com auxílio do pistilo ou estilete, no caso daquelas que eram mais lamosas. Então, 10 g de cada amostra foram pesados sobre uma placa de Petry e, após, transferidos para béqueres de polipropileno de 1 L. Nesses béqueres contendo as amostras, foi adicionado ácido clorídrico (HCl 37%) em quantidade suficiente para cobri-las completamente. Nesta etapa, assim como em todo o tratamento químico, o procedimento foi realizado em capela de fluxo vertical, utilizando-se dos devidos equipamentos de proteção individual (EPIs): jaleco, luvas de borracha, máscara com filtro para vapores ácidos e óculos de proteção.

A reação química com o HCl foi sempre muito intensa (exotérmica), o que evidenciou a grande quantidade de carbonatos nos sedimentos. Além de eliminar o material carbonático, o HCl também degrada bactérias, nanofósseis calcários, microforaminíferos e ostracodes. Deixou-se este ácido agir por duas horas. Após, encheu-se o béquer com água destilada para redução da acidez (o que previne a corrosão da malha da peneira) e esperou-se a decantação

dos elementos mais pesados para facilitar a passagem da solução através da peneira. A peneira utilizada foi montada com dois tubos largos de policloreto de vinila (PVC), prendendo-se no centro deles uma malha de aproximadamente 10 μm . A solução contendo água destilada, HCl e o sedimento dissolvido foram transferidos completamente para a peneira, com o auxílio de jatos de água destilada para limpar a parede do béquer.

O manejo da peneira foi realizado com movimentos verticais e horizontais para dinamizar a passagem da solução e para desprender partículas dos dinocistos, principalmente daqueles que possuem processos. Com a amostra ainda dentro da peneira, foi adicionada mais água destilada para uma lavagem adequada. A solução ácida que passou pela peneira foi depositada em outro béquer de 1 L para posterior descarte em bombonas, as quais foram rotuladas e encaminhadas ao Centro de Gerenciamento e Tratamento de Resíduos Químicos da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Esse foi o procedimento padrão adotado para todos os resíduos químicos produzidos durante o processamento. Após a lavagem, colocou-se uma esponja embaixo da peneira que continha a amostra, para que esta última ficasse mais seca e as partículas dissociadas menores que 10 μm fossem eliminadas. A amostra, ainda na peneira, foi tratada com detergente neutro Extran, adicionado até cobrir completamente o material. Deixou-se o detergente agir por 20 a 30 min, tempo suficiente para degradar boa parte da matéria orgânica amorfa, cutículas e pequenos fitoclastos. Passado esse tempo, lavou-se novamente a amostra sobre a peneira com água destilada até a retirada do excesso de espuma. O resíduo retido, então, foi transferido de volta para o béquer de polipropileno. Para a adequada limpeza da peneira, esta foi desmontada, lavada com esponja e detergente, colocada sob água de torneira em forte pressão, remontada e, por último, submetida ao ar de um compressor para a retirada de todo o resíduo. Esta limpeza completa da peneira era realizada a cada troca de amostra com o intuito de evitar contaminações.

A etapa seguinte correspondeu ao tratamento com ácido fluorídrico (HF 48%). Ao resíduo resultante da etapa anterior, foi adicionado este ácido em quantidade equivalente ao triplo do volume inicial. Foi respeitado o tempo de reação mínimo de 12 h para a dissolução total da sílica. Após, o material foi colocado na peneira e seguiram-se a sua lavagem com água destilada, a adição do detergente neutro e a subsequente nova lavagem para a retirada da espuma, exatamente como ocorrera na etapa posterior ao ataque com HCl. Quando a amostra estava completamente livre de espuma e dissolvida em um pouco de água destilada, ela pôde ser transferida para um frasco plástico de 30 mL.

Oliveira *et al.* (2004) sugeriram que, se ainda permanecer muita matéria orgânica amorfa e restarem frações minerais (micas, silicatos e fluoretos) na amostra, pode-se recorrer ao uso de ultrassom e a técnica de “bateamento” em vidro de relógio para eliminar esses elementos, respectivamente. Todavia, a observação, em microscópio óptico, de uma lâmina preliminar (sem fixação) de cada amostra permitiu concluir que essas etapas adicionais eram dispensáveis no caso, já que não foram encontradas grandes quantidades de matéria orgânica amorfa e, muito menos, de minerais.

As principais etapas mencionadas acima estão resumidas no fluxograma da figura 8, logo a seguir.

2.5 Confeção das lâminas palinológicas

Para confecção de cada lâmina, primeiramente, colocou-se a lamínula sobre a chapa quente mantida entre 50 e 60° C. Através de uma pipeta pasteur, adicionou-se, em cima da lamínula, um pouco de água destilada e uma gota do fixador Cellosize® (Union Carbide), composto de hidroxietil-celulose. Com o auxílio de canudos plásticos, retiraram-se algumas gotas do resíduo palinológico armazenado no frasco de 30 ml para colocá-las sobre a lamínula. Misturou-se, com o próprio canudo, o resíduo contendo os microfósseis, a água destilada e o Cellosize®, espalhando-os por toda a extensão da lamínula para que os microfósseis ficassem bem distribuídos. Somente após a evaporação total da água, a lamínula contendo a amostra era colada sobre a lâmina, com o devido cuidado para evitar a formação de bolhas. Tal colagem foi realizada através da cola Entellan® (Merck), que por possuir benzeno em sua composição, era manipulada apenas na capela de fluxo laminar vertical, com a utilização de luvas e máscara.

Esperou-se dois dias para garantir a secagem total da cola, a qual, então, teve seu excesso retirado com estilete. Após serem limpas com álcool, as lâminas previamente identificadas estavam prontas para a observação no microscópio. Ao todo, foram confeccionadas 36 lâminas (duas de cada amostra), sendo essas incorporadas à Palinoteca do LPMMT na coleção estratigráfica (MP-P), sob os números 7375 a 7410.

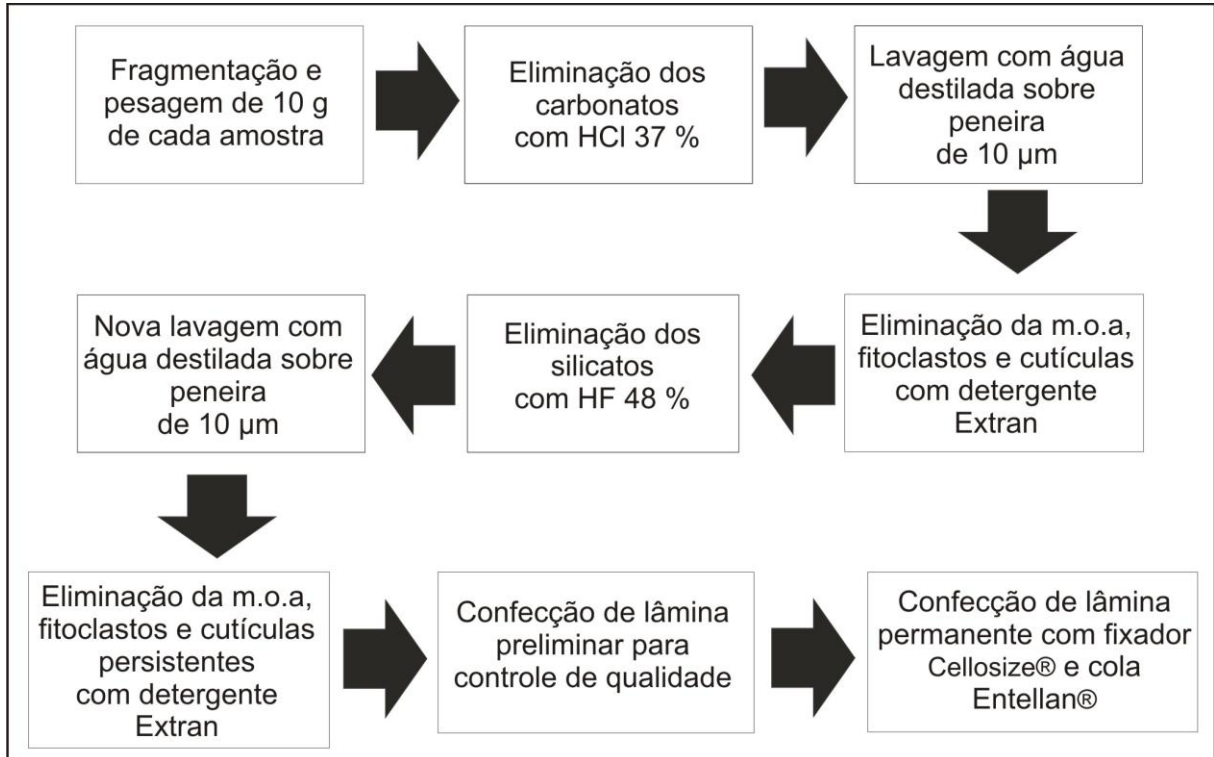


Figura 8. Fluxograma com as principais etapas do processamento palinológico utilizado até a confecção das lâminas; m.o.a. = matéria orgânica amorfa.

2.6 Análise qualitativa

Todas as lâminas foram analisadas no microscópio Olympus BX 51 do LPMMT, o qual se encontrava conectado a uma fonte de fluorescência e acoplado a uma máquina fotográfica Olympus Evolt E-330. A observação ocorreu tanto em campo escuro (apenas com a luz de fluorescência incidente) quanto em campo claro (com a luz branca transmitida), visando à adequada identificação de todos os espécimes presentes. Esse procedimento se faz necessário porque a maioria dos dinoflagelados autotróficos é dificilmente visualizada em luz branca, mas claramente observada na fluorescência. Ao contrário, os táxons heterotróficos, os ovos de copépode, os escolcodontes e os palinoforaminíferos apresentam cor marrom na luz branca e tornam-se irreconhecíveis na luz fluorescente.

A análise qualitativa consistiu na identificação, de forma generalizada, de todos os palinomorfos observados, classificando-os dentro de dois principais grupos: o de palinomorfos continentais e o de palinomorfos marinhos. Aos dinocistos, por serem o foco do estudo, foi dada maior atenção e procurou-se classificá-los taxonomicamente em nível específico, quando possível.

Realizou-se também a medida das seguintes dimensões dos dinocistos: comprimento máximo e largura (região paracingular) do corpo central e comprimento dos processos. Para tanto, foram utilizados cerca de 10 espécimes de cada grupo taxonômico, com o objetivo de se chegar aos valores máximo, mínimo e médio de tais medidas para o táxon correspondente.

Os aumentos da lente objetiva do microscópio utilizados para identificar e medir os microfósseis presentes nas lâminas palinológicas, especialmente os dinocistos, foram os aumentos de 40 x e de 100 x, sendo esse com o uso do óleo de imersão para microscopia. Ambos serviram também para a captura de imagens, das quais selecionaram-se as melhores para tratamento digital no programa “Corel Photo-Paint versão 13” a fim de compor as estampas. Essas últimas, por sua vez, foram organizadas através do “Corel Draw versão 13”.

De modo geral, a identificação dos dinocistos recuperados foi baseada nestes trabalhos: Rossignol (1964), Wall (1967), Wall & Dale (1970), Matsuoka (1983), Sarjeant (1985), Fensome *et al.* (1993), Matsuoka *et al.* (1997), Harland & Pudsey (2002), Piasecki (2003), Oliveira (2003) e Londeix *et al.* (2009). Mais especificamente, a sistemática e a descrição morfológica dos táxons de dinocistos foram realizadas de acordo com os estudos de Wall (1967), Fensome *et al.* (1993), Fensome & Williams (2005) e Oliveira (2003). Já a caracterização dos mesmos em termos de paleoecologia, assim como a interpretação dos parâmetros mensurados, teve suporte em Wall *et al.* (1977), Harland (1983), Brinkhuis (1994), Stover *et al.* (1996), Dale (1996), Mudie & Harland (1996) e Oliveira (2003).

Os demais palinomorfos marinhos (palinoforaminíferos, escolecodontes e ovos de copépodes) também foram avaliados paleoecologicamente. Essa avaliação baseou-se principalmente nas contribuições de Powell *et al.* (1990), Phadtare & Thakur (1992, *apud* Pedrão & Carvalho 2002), Roman & Gauzens (1997), Charletta & Boyer (1974); Regali (1981) e Eriksson *et al.* (2004).

A distribuição estratigráfica dos táxons identificados foi obtida por consulta no programa “Palynodata Datafile versão 2006”, o qual corresponde a um banco de dados de diversas publicações sobre dinocistos.

2.7 Análise quantitativa

O número ideal de palinomorfos que deve ser contado para ser representativo da população total presente em uma amostra ainda é ponto de controvérsia entre os autores. Segundo Chang (1967, *apud* Lana 1997), quanto maior o número de indivíduos analisados, maior a precisão das porcentagens obtidas. Porém, esse mesmo autor verificou que o aumento de palinomorfos contados acima de 100 espécimes não é significativo para alterar o desvio padrão da amostra. Além disso, estabeleceu o número mínimo de 30 espécimes de palinomorfos por amostra para que esta não seja descartada das análises comparativas.

Optou-se por fazer a contagem de todos os palinomorfos presentes em uma lâmina de cada amostra, independente do valor total atingido. Se por acaso, o número mínimo de 30 dinocistos não fosse encontrado, seria feita a contagem total de outra lâmina e se consideraria a soma dos palinomorfos presentes nas duas.

Para a contagem dos espécimes, utilizou-se principalmente o aumento de 20 x da lente objetiva do microscópio Olympus BX 51.

2.8 Análise estatística e parâmetros

A representatividade de cada palinomorfo (táxon ou grupo) foi considerada em números percentuais, relativos ao total de elementos palinológicos presentes na amostra. Esses dados então passaram por análise estatística de agrupamento através do *software* “PAST - Paleontological Statistics, 1.81”. O modo de agrupamento utilizado foi o denominado de modo-Q, o qual reuniu as amostras de maior similaridade, respeitando sua ordem cronoestratigráfica, com base na presença e abundância relativa dos diferentes grupos de espécimes identificados. Utilizou-se o coeficiente de distância euclidiana como medida de semelhança entre os pares de amostras. Assim, o tratamento estatístico em questão forneceu os distintos intervalos amostrais como resultado da distribuição e variação das assembleias de dinocistos e demais palinomorfos ao longo da sequência sedimentar.

Os parâmetros utilizados no estudo incluíram índices de dominância e diversidade baseados apenas nas assembleias de dinocistos, além das razões de elementos continentais por marinhos (C/M) e de dinoflagelados autotróficos por heterotróficos (H/A). Tais parâmetros, assim como as porcentagens dos palinomorfos, foram calculados para cada uma das amostras,

para cada um dos agrupamentos amostrais e para o testemunho como um todo, chegando-se a valores médios gerais a fim de compará-los com aqueles apresentados pelos intervalos. Para o cálculo das médias, utilizou-se o programa “Excel”.

Os cálculos dos índices de diversidade e abundância também foram realizados por meio do “PAST - Palaeontological Statistics, versão 1.81”. Neste programa, a dominância é mensurada pela fórmula $D = \sum (n_i/n)^2$, e a diversidade, que refere-se ao índice de Shannon, segue esta: $H = - \sum (n_i/n) \ln (n_i/n)$. Em ambos os casos, “ n_i ” é o número de indivíduos do táxon “ i ”, e “ n ” é o número total de indivíduos. Os valores de cada um desses índices, para a mesma assembléia, são sempre especulares entre si. A dominância varia de 0 a 1, ocorrendo o valor mínimo se todos os táxons estão igualmente presentes (mesma porcentagem); e o máximo, quando um táxon domina de forma plena. Já o índice de Shannon que, diferente de outros índices de diversidade, leva em conta tanto o número de indivíduos quanto o de espécies, varia de 0, para assembleias compostas por um único táxon, a valores muito altos, para aquelas com muitos táxons, cada qual representado por poucos indivíduos.

A razão C/M é frequentemente empregada em estudos paleoecológicos para possibilitar inferências sobre transgressões e regressões marinhas, as quais refletem as alterações no nível do mar. Quando se trata de testemunhos do fundo oceânico, uma razão C/M relativamente mais alta pode significar uma regressão marinha e a redução no nível do mar, condição que favoreceria a entrada de elementos continentais devido à maior proximidade do local com a costa. Ao contrário, um valor significativamente mais baixo de razão C/M é provável que esteja associado a um evento de transgressão do mar e a conseqüente elevação de seu nível.

A proporção H/A é muito utilizada nas interpretações paleoambientais do Quaternário (Wall *et al.*, 1977; Dale, 1996; Stover *et al.*, 1996). Esses autores afirmaram que uma assembleia com muitos dinocistos heterotróficos, principalmente quando esses superam os autotróficos em número ($H/A > 1$), sugere condições de maior proximidade à costa, saturação de nutrientes na água, baixa penetração de luz e/ou resfriamento glacial, dentre outros fatores atrelados, dependendo do contexto. De fato, o uso da razão H/A fundamenta-se nos requerimentos muito diferentes entre as formas fotossintetizantes e aquelas que necessitam predação de outros organismos.

Os dados foram apresentados na forma de um diagrama palinológico contendo os parâmetros avaliados, os táxons de dinoflagelados e os grupos de palinomorfos reconhecidos

no testemunho. Nesse digrama, que foi gerado no programa “C2 versão 1.7.1”, ressaltaram-se os limites de cada intervalo amostral de acordo com o agrupamento pelo modo-Q.

Esta etapa de tratamento estatístico dos dados obtidos foi realizada no Laboratório de Paleoecologia Vegetal do Departamento de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), com o auxílio do Prof. Dr. Marcelo de Araujo Carvalho, durante um estágio de cinco dias.

3 RESULTADOS

3.1 Análise qualitativa

A análise qualitativa resultou na identificação de sete táxons de dinoflagelados autotróficos (figuras 9 e 10), um táxon de alga clorofita (figura 9.I) e dos seguintes grupos palinológicos: escolocodontes (figura 11.A), palinoforaminíferos (figura 11.B-C), dinoflagelados heterotróficos (figura 11.D-F), ovos de copépode (figura 11.G-H) e esporos vegetais (figura 11.I-K). Os dinoflagelados autotróficos e a alga clorofita foram reconhecidos sob luz de fluorescência, a qual permitiu a visualização de maiores detalhes desses microfósseis. Todos os demais palinomorfos foram classificados, em grandes grupos, através da sua observação sob luz branca transmitida.

Os palinomorfos marinhos representados pelos grupos de palinoforaminíferos, escolocodontes e ovos de copépodes não foram utilizados apenas para o cálculo da razão C/M. Eles foram também considerados qualitativamente, associando-se os ovos de copépode e palinoforaminíferos principalmente a eventos de ressurgência ou episódios de glaciação (Powell *et al.*, 1990; Phadtare & Thakur, 1992 *apud* Pedrão & Carvalho, 2002; Roman & Gauzens, 1997; Dale, 1996), e os escolocodontes ao seu respectivo ambiente marinho (costeiro ou nerítico) (Charletta & Boyer, 1974; Regali, 1981; Eriksson *et al.*, 2004).

A espécie de alga clorofita encontrada foi classificada no gênero *Pediastrum*, o qual é exclusivamente de água doce. Esse gênero de representantes coloniais é reconhecido pelo contorno mais ou menos circular da colônia e poliédrico das células que a compõe, as quais podem estar em número de quatro a 128, sempre um múltiplo de dois. A margem livre das

células periféricas pode ter de um a quatro processos, sendo, portanto, morfológicamente diferentes das internas. A parede celular varia de lisa a ornamentada com grânulos, verrugas ou cristas. O arranjo das células pode ser de maneira contígua ou de forma que deixe alguns espaços entre elas (Bicudo & Menezes, 2006).

Dentro do grupo dos dinoflagelados heterotróficos, foram colocados os cistos que se apresentaram bem visíveis sob luz branca, com coloração que variou de tons de marrom. A forma destes cistos é bastante variada, mas, em geral, apresenta contorno peridinióide, ou seja, com dois cornos antapicais evidentes de extremos angulosos ou arredondados, separados por uma depressão que pode ser funda ou rasa. A região apical, em alguns indivíduos, mostra-se com um corno cônico bem conspícuo, mas, na maioria, este se encontra largamente arredondado ou ausente. A parede frequentemente apresenta-se achatada no sentido anterior-posterior. A margem cingular pode conter finas dobras. Não há processos, ou seja, são cistos proximados (Oliveira, 2003). As dimensões mensuradas de 10 espécimes mostraram que o comprimento máximo do corpo central variou de 38 a 55 μm , apresentando um valor médio de 46 μm . Já a medida da largura na região do cingulo, teve variação de 34 a 60 μm e média de 51 μm .

Os representantes dos dinoflagelados heterotróficos presentes no registro do testemunho provavelmente enquadrariam-se nos gêneros *Lejeunecysta* Artzner & Dörhöfer 1978 e *Selenopemphix* Benedek 1972. Contudo, a dificuldade de diferenciar os dinocistos desses táxons e de distinguir os morfotipos, aumentada pelo seu estado ruim de preservação, fez-se com que todos fossem agrupados e considerados genericamente como dinoflagelados heterotróficos. Além disso, para fins paleoecológicos, os mesmos são comumente referidos na literatura dessa forma, dentro de um único grande grupo (protoperidinióides). Assim, são mencionados como indicativos de águas mais frias, de zonas costeiras e conseqüentemente de episódios glaciais, quando em abundância (Wall *et al.*, 1977; Dale, 1996; Stover *et al.*, 1996; Oliveira, 2003).

Quanto aos dinoflagelados autotróficos, a classificação sistemática dos sete táxons identificados é apresentada abaixo, bem como suas principais características morfológicas e seus aspectos paleoecológicos mais relevantes, ambos de forma sintética. Além disso, citou-se, quando conhecido, o provável correspondente atual (fase móvel) de cada dinocisto, conforme afinidade biológica. Os valores das dimensões analisadas de alguns indivíduos e a amplitude estratigráfica dos táxons também estão presentes logo a seguir.

Os espécimes do gênero *Spiniferites* não foram identificados em nível específico, devido ao grande número de espécies existentes, à complexidade das mesmas e à má preservação da maioria dos indivíduos encontrados. O mesmo ocorreu para os indivíduos considerados *Impagidinium* spp. Nesses casos, as descrições morfológicas e paleoecológicas referem-se ao gênero.

Divisão DINOFLAGELLATA (Butschli 1885) Fensome *et al.* 1993

Classe DINOPHYCEAE Pascher 1914

Subclasse PERIDINIPHYCIDAEE Fensome *et al.* 1993

Ordem GONYAULACALES Taylor 1980

Subordem GONYAULACINEAE Taylor 1980

Família GONYAULACACEAE Lindermann 1928

Gênero *Cannosphaeropsis* Wetzel 1933

Cannosphaeropsis utinensis Wetzel 1933

Figura 9.A-B

Descrição morfológica: cisto corado com corpo central esférico ou subesférico, apresentando parede acavada. Os processos ocorrem em posição gonial e sutural (intergonial), podem possuir ramos curtos trirradiados nas pontas quando nessa última posição e encontram-se distalmente ligados entre si por um único cordão, denominado de trabéculo, que reflete a parasutura subjacente. O arqueopilo é precingular e simples, pois envolve apenas uma paraplaca, a qual se encontra ausente (opérculo livre).

Paleoecologia: é enquadrado no grupo de dinocistos que preferencialmente ocorrem em zonas neríticas externas e oceânicas (Brinkhuis, 1994). Demais informações que possam ser extraídas desse táxon permanecem obscuras, pois o mesmo é pouco citado nos principais estudos paleoecológicos já realizados.

Distribuição estratigráfica: Triássico Médio ao Mioceno, segundo o programa “Palynodata Datafile 2006”. Todavia, Oliveira (2003) estudando amostras quaternárias da Bacia de Campos encontrou esta espécie e não a tratou como um cisto retrabalhado. Mountain *et al.* (1994), da mesma forma, observou espécimes de *C. utinensis* em sedimentos datados no

Pleistoceno, oriundas de um talude do oceano Atlântico nas proximidades de New Jersey, Estados Unidos da América. Além disso, distribuição desse táxon no testemunho GL-451, com maior abundância em paleoambiente nerítico-oceânico e ausência em condições mais costeiras, permite supor que o táxon provavelmente estende-se até o Holoceno.

Correspondente atual: desconhecido.

Dimensões: o comprimento do corpo central variou de 40 a 47,5 μm (média = 41,5); a largura, de 37,5 a 42,5 μm (média = 39 μm); e os processos, de 11 a 13 μm (média = 12,5 μm).

Gênero *Impagidinium* Stover & Evitt 1978

Figura 9.C-F

Descrição morfológica: cisto proximado com corpo central principalmente oval, podendo ainda ser esférico ou poliédrico. A parede apresenta-se acavada. Uma das suas feições mais diagnósticas é a paratubulação bem marcada, sendo as parasuturas indicadas por sulcos ou cristas e comumente incompletas na região ventral. Em alguns indivíduos, essas cristas suturais ultrapassam os limites do corpo, assemelhando-se a espinhos ligados por membrana (septo parasutural). A superfície das paraplacas pode ser lisa ou microgranular. O arqueopilo é simples e precingular; e o opérculo é considerado livre.

Paleoecologia: corresponde a um importante indicador de zonas oceânicas, de grandes profundidades e altas salinidades (igual ou maior que 35‰) (Wall *et al.*, 1977; Dale, 1996; Mudie & Harland, 1996; Stover *et al.*, 1996; Oliveira, 2003), podendo, até mesmo em baixas porcentagens, permitir a inferência desse paleoambiente marinho (Dale, 1996). Espécimes desse táxon são encontrados em locais que variam de oligotróficos a eutróficos, mas tem maior abundância relativa quando há escassez de nutrientes (Oliveira, 2003). Quanto à preferência climática, já foi citado como abundante em assembleias subtropicais e tropicais por Mudie & Harland (1996) e Wall *et al.* (1977). Todavia, Dale (1996) afirmou que *Impagidinium* spp. podem ser associadas à zona biogeográfica temperada.

Distribuição estratigráfica: Jurássico Superior ao Holoceno.

Correspondente atual: *Gonyaulax spinifera*.

Dimensões: o comprimento do corpo central alterou-se entre 27,5 a 65 μm (média = 43,4); e a largura, entre 30 a 55 μm (média = 38,1 μm).

Gênero *Lingulodinium* Wall 1967

Lingulodinium machaerophorum (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967

Figura 9.G-H

Descrição morfológica: cisto que varia de proximocorado a corado, com corpo central esférico ou oval. A parede é acavada com ornamentação microgranulada. Os numerosos processos não possuem correspondência com a tabulação (atabulares) e não apresentam ramificações; são geralmente cônicos e de tamanho variado, podendo ser curtos ou muito compridos. Os processos podem ainda conter grânulos e pequenos espinhos na superfície de suas extremidades. O arqueopilo é precingular, sendo formado por uma ou mais paraplacas precingulares, ou combinação de paraplacas precingulares e apicais, com o epicisto removido para formar um opérculo composto.

Paleoecologia: comum em paleoambientes de clima subtropical e tropical e, por isso, considerado um valioso representante de águas mais quentes que marcam os episódios interglaciais (Wall *et al.*, 1977; Dale, 1996; Mudie & Harland, 1996; Oliveira, 2003). É associado a ambientes marinhos com águas estratificadas por nutrientes (Oliveira, 2003) e possui ampla tolerância às variações de salinidade (eurialino) (Marret & Zonneveld, 2003, *apud* Oliveira, 2003). Em termos de distância da costa, ocorre desde ambientes estuarinos e costeiros a oceânicos (Wall *et al.*, 1977; Harland, 1983; Marret & Zonneveld, 2003, *apud* Oliveira, 2003).

Distribuição estratigráfica: Triássico Superior ao Holoceno.

Correspondente atual: *Lingulodinium polyedrum*.

Dimensões: o comprimento do corpo central teve variação de 47,5 a 57,5 μm (média = 49,6); a largura, de 35 a 40 μm (média = 38 μm); e os processos, de 15 a 23 μm (média = 19,5 μm).

Gênero *Nematosphaeropsis* Deflandre & Cookson 1955

Nematosphaeropsis labyrinthus (Ostenfeld 1903) Reid 1974

Figura 10.A-B

Descrição morfológica: cisto corado com corpo central ovóide e parede acavada. Os processos são gonais, bifurcados ou trifurcados, sendo conectados terminalmente por pares de trabéculos. Possui arqueopilo simples e precingular, e opérculo livre.

Observação: o principal aspecto morfológico para diferir *Nematosphaeropsis labyrinthus* de *Cannosphaeropsis utinensis* é a ligação dos processos por apenas um único trabéculo no caso desse último.

Paleoecologia: é bem documentado na literatura como de ambiente nerítico externo a oceânico, sendo esta a sua principal contribuição para a paleoecologia (Wall *et al.*, 1977; Harland, 1983; Dale, 1996; Stover *et al.*, 1996). Possui ampla tolerância à salinidade e à temperatura (Wall *et al.*, 1977; Mudie & Harland, 1996; Marret & Zonneveld, 2003, *apud* Oliveira, 2003).

Distribuição estratigráfica: Eoceno médio ao Holoceno.

Correspondente atual: *Gonyaulax spinifera*.

Dimensões: o comprimento do corpo central variou de 30 a 52 μm (média = 39,25); a largura, de 30 a 46 μm (média = 34,6 μm); e os processos, de 10 a 15 μm (média = 11,75 μm).

Gênero *Operculodinium* Wall 1967

Operculodinium centrocarpum (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967

Figura 10.C-D

Descrição morfológica: cisto próximo-corado com corpo central esférico ou subsférico, com parede acavada e superfície de microgranular para granular. Os processos são atabulares, simples (sem ramificações), finos, capitados e fechados em suas extremidades, sendo distribuídos de forma radial. O comprimento dos processos varia entre os indivíduos, porém, considerando o mesmo dinocisto, costumam ser bem uniformes. O arqueopilo é formado por uma única paraplaca precingular. O opérculo encontra-se livre.

Paleoecologia: é referido como plenamente cosmopolita, ocorrendo em todos os regimes climáticos (Wall, *et al.* 1977; Harland, 1983; Dale, 1996; Mudie & Harland, 1996), nos diversos ambientes marinhos (estuarino a oceânico), tolerando bruscas variações de salinidade (Harland, 1983; Marret & Zonneveld, 2003, *apud* Oliveira, 2003). Por essa razão, o táxon é definido como oportunista, sendo capaz de explorar e dominar ambientes sob as condições mais inóspitas, especialmente para outros dinoflagelados autotróficos, como frio extremo e baixa penetração de luz (Wall *et al.* 1977; Dale, 1996; Mudie & Harland, 1996; Oliveira, 2003).

Distribuição estratigráfica: Cretáceo Inferior ao Holoceno.

Correspondente atual: *Protoceratium reticulatum*.

Dimensões: o comprimento do corpo central alterou-se de 28 a 45 μm (média = 34,25); a largura, de 33 a 41 μm (média = 36 μm); e os processos, de 8 a 11 μm (média = 9 μm).

Gênero *Spiniferites* Mantell 1850

Figura 10.E-G

Descrição morfológica: cisto próximo-corado ou corado com corpo central que varia de esférico a oval. A parede é acavada, e sua superfície pode ser lisa ou microgranular. Os processos são sempre ramificados na sua parte mais distal, podendo ser bifurcados ou trifurcados, e nunca estão ligados por trabéculos. A ligação entre os processos ocorre em alguns casos, mas somente por membranas que os unem a partir da sua base. Quanto à posição referente ao corpo central, os processos podem ser exclusivamente gonais ou gonais e suturais. Possui arqueopilo simples e precingular, e opérculo livre.

Paleoecologia: apresenta abundância em região nerítica interna para externa (Wall *et al.* 1977; Stover *et al.*, 1996; Oliveira, 2003) e ampla distribuição pelas zonas biogeográficas/climáticas (Harland, 1983; Dale; 1996). Espécies desse gênero são encontradas tanto em ambientes de altas quanto de baixas salinidades, assim como em águas oligotróficas a eutróficas (Oliveira, 2003).

Distribuição estratigráfica: Jurássico Superior ao Holoceno.

Correspondente atual: *Gonyaulax*.

Dimensões: o comprimento do corpo central variou de 27,5 a 52,5 μm (média = 40); a largura, de 22,5 a 35 μm (média = 28,75 μm); e os processos, de 7,5 a 15 μm (média = 11,5 μm).

Subordem GONIODOMINEAE Fensome *et al.* 1993

Família PYROPHACACEAE Lindemann 1928

Subfamília HELGOLANDINIOIDEAE Fensome *et al.* 1993

Gênero *Tuberculodinium* Wall 1967

Tuberculodinium vancampoae (Rossignol 1962) Wall 1967

Figura 10.H-I

Descrição morfológica: corresponde a um cisto proximado cujo corpo central pode ter uma forma retangular ou discoidal, sendo comprimido dorso-ventralmente. Sua parede é holocavada, ou seja, o cisto é todo envolvido por uma parede externa (ectofragma) que é suportada por numerosos tubérculos, os quais caracterizam bem o táxon. A coloração dessa espécie costuma ser amarelada sob luz branca do microscópio. O arqueopilo é antapical, e o opérculo apresenta-se livre.

Paleoecologia: é mencionado como um dos mais típicos táxons tropicais, podendo indicar aquecimento da superfície marinha (Wall *et al.*, 1977; Harland, 1983; Dale, 1996; Mudie & Harland, 1996). Ocorre principalmente em regiões estuarinas, costeiras ou neríticas (Harland, 1983; Head *et al.*, 1986, *apud* Stover *et al.*, 1996; Dale, 1996). Parece preferir ambientes turbulentos, onde o agito das águas causa a mistura das mesmas, impossibilitando a estratificação do ambiente (Oliveira, 2003). Toleram bem diferentes salinidades (Marret & Zonneveld, 2003, *apud* Oliveira, 2003).

Distribuição estratigráfica: Cretáceo Superior ao Holoceno.

Correspondente atual: *Pyrophacus steinii*.

Dimensões: o comprimento do corpo central variou de 47,5 a 60 μm (média = 54,5); a largura, de 55 a 70 μm (média = 60,5 μm); e os tubérculos, de 10 a 15 μm (média = 12 μm).

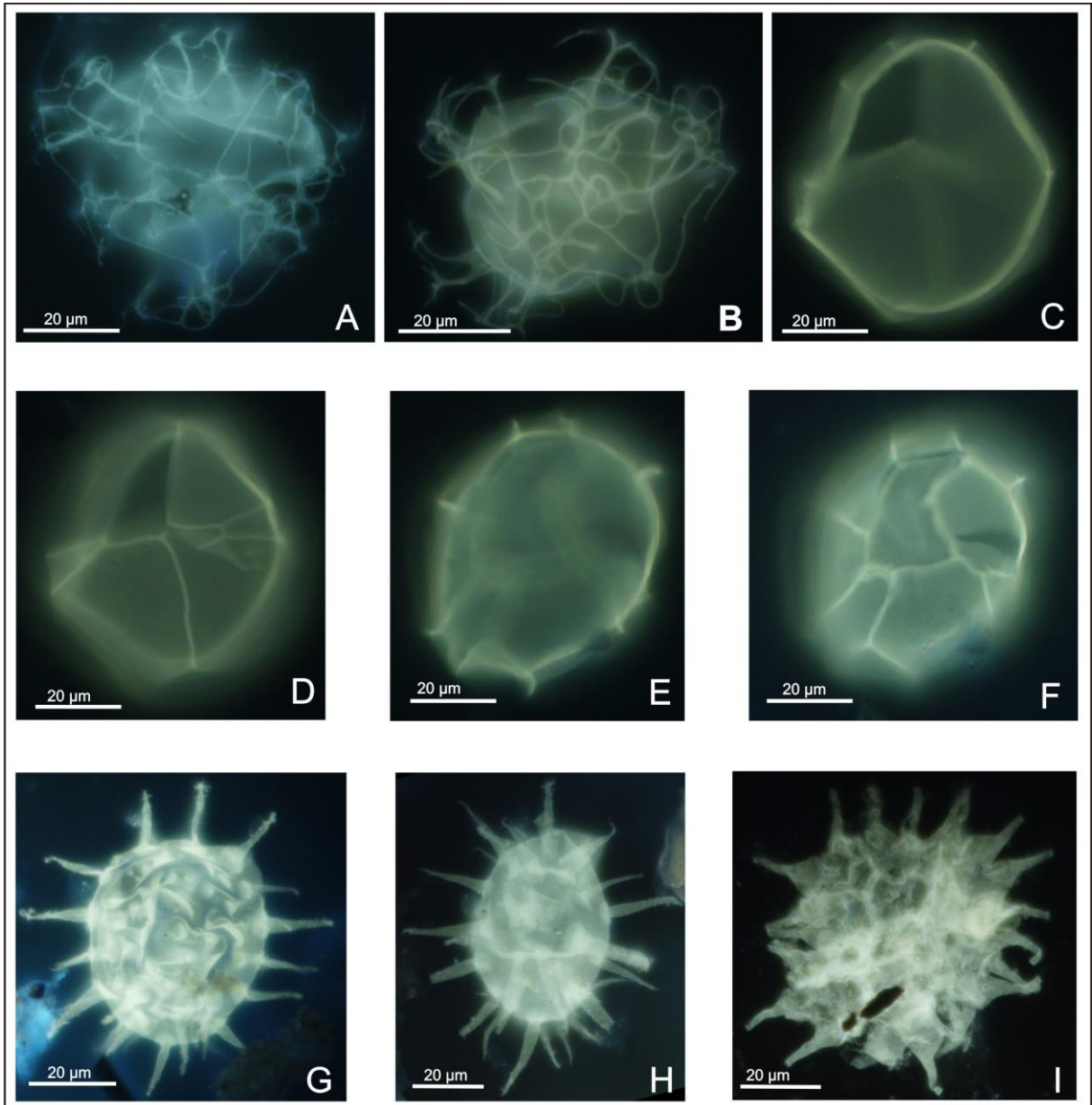


Figura 9. A-B: *Cannosphaeropsis utinensis*; C-F: *Impagidinium* spp., C e E: vista proximal, D e F: vista distal; G-H: *Lingulodinium machaerophorum*; I: *Pedastrum* sp.

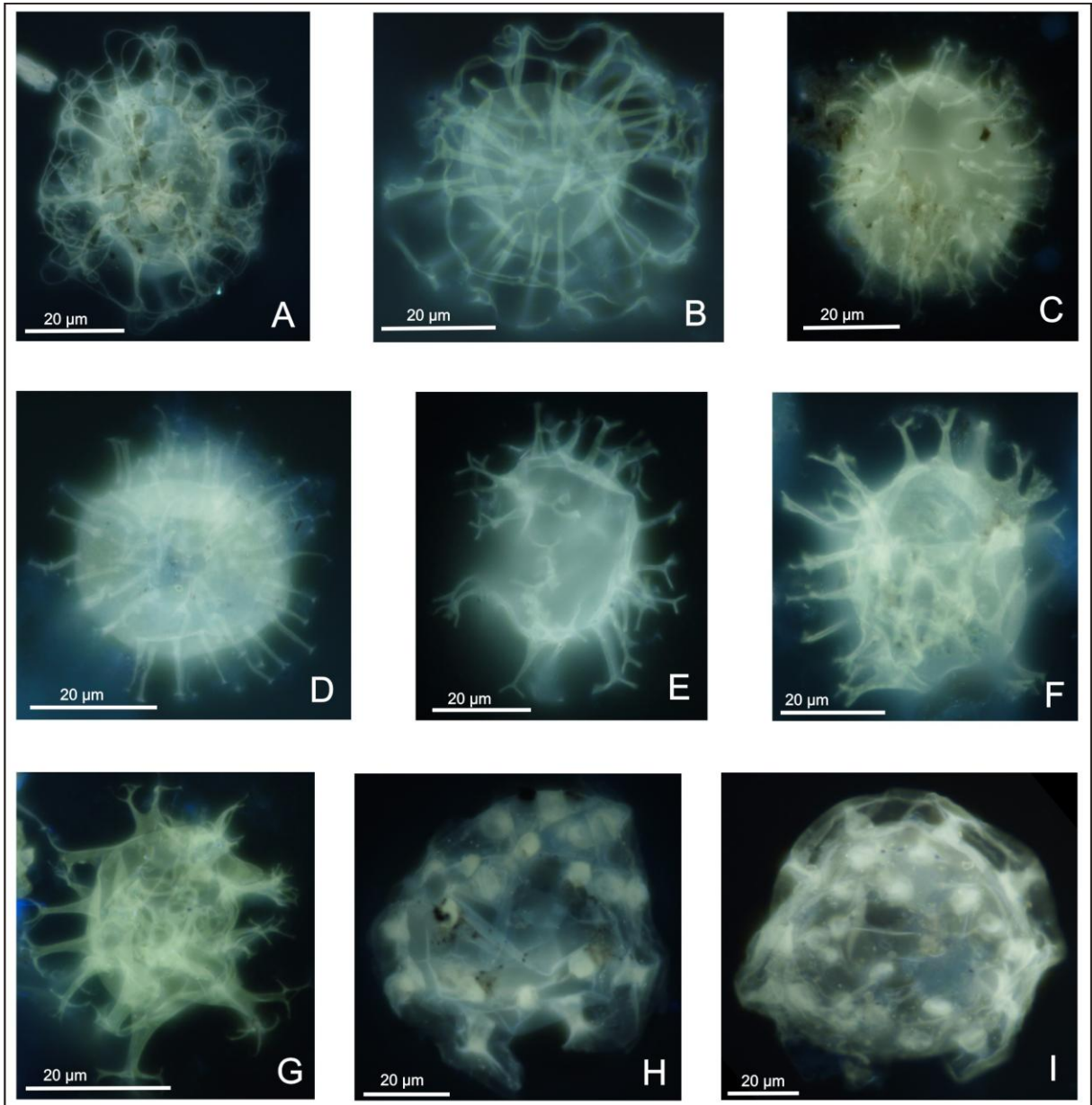


Figura 10. A-B: *Nematosphaeropsis labyrinthus*; C-D: *Operculodinium centrocarpum*; E-G: *Spiniferites* spp.; H-I: *Tuberculodinium vancampoeae*.

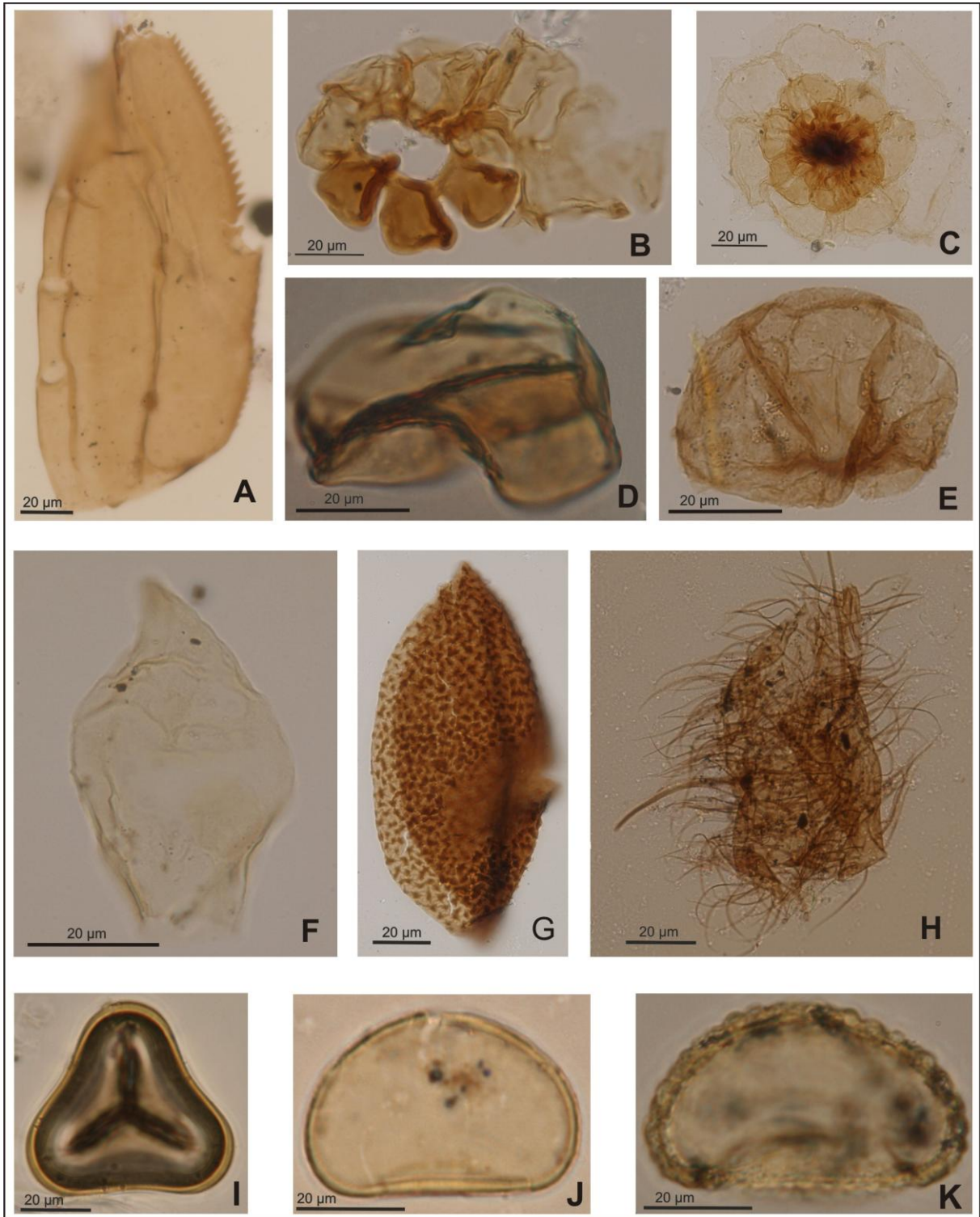


Figura 11. A: escolecodonte; B-C: palinoforaminíferos; D-F: dinocistos de formas heterotróficas; G-H: ovos de copépode; I: esporo trilete; J-K: esporos monoletes.

3.2 Análise quantitativa

Com exceção da lâmina gerada a partir da amostra de nível 13,30 m, todas as outras apresentaram muito mais de 30 palinomorfos. Portanto, somente para aquela amostra foi necessário contabilizar os microfósseis presentes em duas lâminas para que esse número mínimo fosse atingido. Os níveis de 3,85 e 4,80 m de profundidade foram os que mostraram maior abundância de elementos palinológicos, totalizando, respectivamente, 541 e 486 espécimes observados (tabela 1).

Foram contados, ao todo, 3.524 espécimes de cistos de dinoflagelados autotróficos, 145 cistos de dinoflagelados heterotróficas, 40 algas do gênero *Pediastrum*, 231 esporos vegetais, 229 ovos de copépode, 167 palinoforaminíferos e 69 escolecodontes. Dentre os dinocistos autotróficos o mais abundante, considerando toda a sequência, foi o pertencente a espécie *Operculodinium centrocarpum*, com 1.341 indivíduos contabilizados, principalmente nas seis amostras situadas mais ao topo da sequência. Na ordem decrescente de maior número de espécimes registrados, seguem *Spiniferites* spp. (1072), *Lingulodinium machaerophorum* (577) e *Tuberculodinium vancampoe* (283), *Nematosphaeropsis labyrinthus* (183), *Impagidinium* spp. (55) e *Cannosphaeropsis utinensis* (13). Notou-se claramente, apenas observando os números absolutos, que as espécies mais abundantes, *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites* spp. e *Lingulodinium machaerophorum*, alternaram-se na dominância das assembleias (tabela 1).

Tabela 1. Números absolutos dos palinomorfos encontrados.

Nº da amostra	Profundidade	<i>Operculodinium centrocarpum</i>	<i>Spiniferites</i> spp.	<i>Impagidinium</i> spp.	<i>Lingulodinium machaerophorum</i>	<i>Cannosphaeropsis utinensis</i>	<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>	<i>Tuberculodinium vancampoeae</i>	Dinofl. heterotróficos	Escolecodontes	Palinoforamíniferos	Ovos de copépode	<i>Pediastrum</i> spp.	Esporos vegetais	Total
1	0,10	124	19	4	4	0	1	0	3	0	3	6	0	0	164
2	1,05	110	9	1	1	0	1	0	9	0	3	8	0	0	142
3	2,00	49	10	0	1	0	0	1	2	1	0	3	0	2	69
4	2,95	253	43	0	4	0	0	1	11	4	11	30	0	2	359
5	3,85	353	99	3	3	0	3	0	15	6	21	34	0	4	541
6	4,80	129	226	4	13	0	0	9	16	18	17	42	2	10	486
7	5,75	67	109	2	10	0	7	4	6	2	11	9	2	19	248
8	6,70	18	53	0	17	0	8	6	9	7	6	19	0	16	159
9	7,60	67	73	2	9	0	15	67	10	14	4	21	0	29	311
10	8,55	21	89	0	20	0	10	9	12	1	13	12	0	6	193
11	9,50	25	63	2	18	0	35	21	5	7	12	18	0	5	211
12	10,45	15	31	11	150	8	54	46	2	0	4	4	0	0	325
13	11,40	68	41	13	96	3	22	73	2	2	3	7	0	2	332
14	12,35	4	48	12	170	1	20	32	5	2	26	11	0	6	337
15	13,30	4	26	0	4	0	5	3	1	1	0	1	0	0	45
16	14,25	17	113	1	15	1	2	11	6	4	6	4	0	9	189
17	15,20	13	20	0	41	0	0	0	16	0	26	0	29	72	217
18	16,10	4	0	0	1	0	0	0	15	0	1	0	7	49	77
Total		1341	1072	55	577	13	183	283	145	69	167	229	40	231	4405

3.3 Análise estatística e parâmetros

A análise estatística por agrupamento (modo-Q) permitiu que as amostras fossem segregadas, por similaridade e respeitando-se sua ordem cronoestratigráfica, em 5 intervalos distintos. Cada um desses intervalos foi caracterizado por uma particular associação de palinomorfos, tanto em termos de abundância quanto em termos qualitativos. O dendrograma resultante desse tratamento estatístico está apresentado na figura 12.

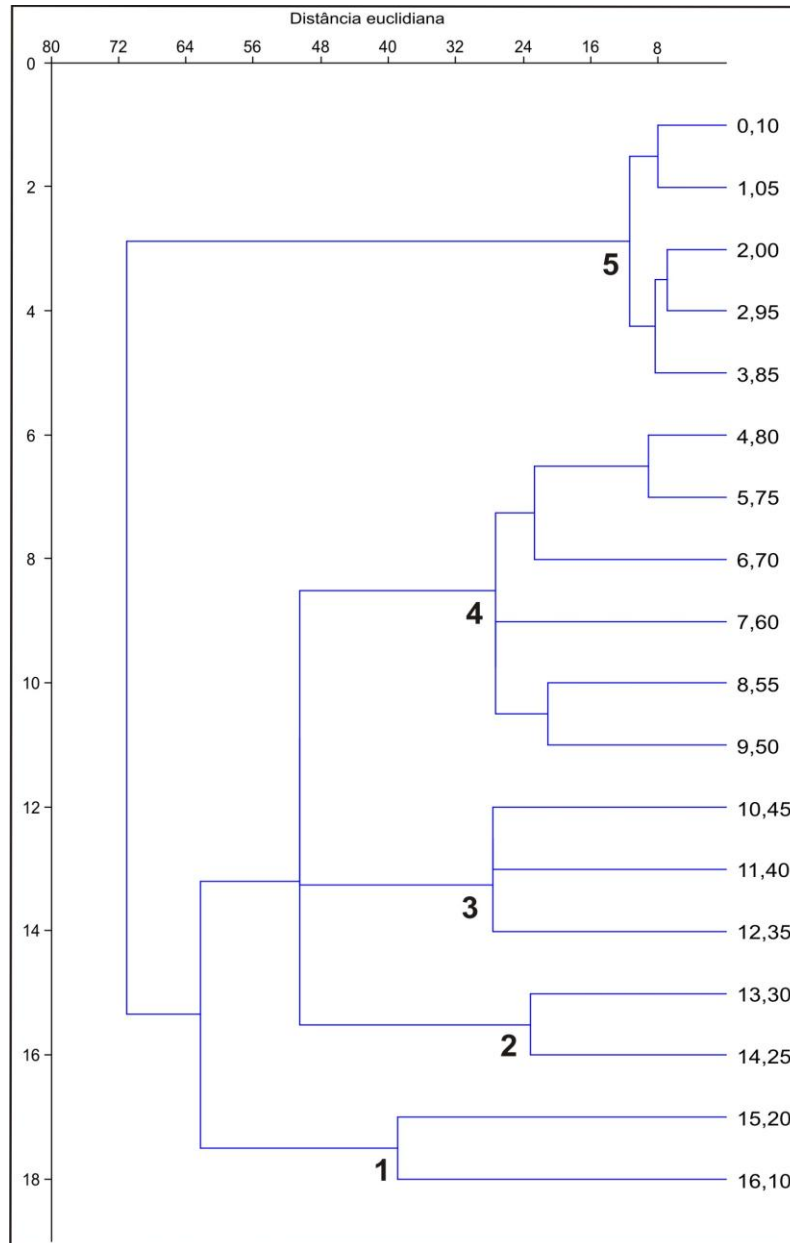


Figura 12. Dendrograma produzido pelo programa “PAST” após análise de agrupamento dos dados por modo-Q. Os intervalos amostrais estão indicados pelos números na base de cada agrupamento considerado.

Os índices de dominância e diversidade, os quais são parâmetros antagônicos, mostraram várias oscilações ao longo da sequência sedimentar analisada. Contudo, percebe-se que, de modo geral, os maiores índices de dominância ocorreram nas quatro profundidades mais rasas da amostragem, enquanto os valores de diversidade apresentaram-se mais altos nos níveis de 11,40 a 9,50 m (tabela 2, figura 13).

As razões de dinoflagelados autotróficos por heterotróficos (A/H) e de palinómorfs continentais por marinhos (C/M) calculadas para cada amostra mostraram-se mais

significantes somente na base do testemunho. Ambas apresentaram os maiores valores nas amostras de 15,20 e 16,10 m de profundidade, mas nas demais oscilaram próximas ao zero (tabela 2, figura 13).

As médias calculadas dos parâmetros e das porcentagens dos palinomorfos revelaram que, em geral, os valores variaram consideravelmente na transição de um intervalo amostral para outro, apresentando-se, em alguns casos, bem acima do respectivo valor médio geral, calculado para a sequência inteira (tabela 2, figura 13). Isso mostrou que o padrão de distribuição dos microfósseis observados, especialmente dos dinocistos, possuía um bom potencial para interpretações paleoecológicas.

Tabela 2. Porcentagens de palinomorfos e valores dos parâmetros para cada amostra e intervalo amostral. A média geral, considerando todo o testemunho, é apresentada na última linha; M= média; MG= média geral.

Profundidade (m)	<i>Operculodinium centrocarpum</i>	<i>Spiniferites</i> spp.	<i>Impagidinium</i> spp.	<i>Lingulodinium machaerophorum</i>	<i>Cannosphaeropsis utinensis</i>	<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>	<i>Tuberculodinium vancampoeae</i>	Dinofl. heterotróficos	Escolecodontes	palinoforamíniferos	Ovos de copepode	<i>Pediastrum</i> spp.	Esporos vegetais	Razão C/M	Razão H/A	Dominância	Diversidade	Intervalo amostral
0,10	75,61	11,59	2,44	2,44	0,00	0,61	0,00	1,83	0,00	1,83	3,66	0,00	0,00	0,000	0,020	0,658	0,730	5
1,05	77,46	6,34	0,70	0,70	0,00	0,70	0,00	6,34	0,00	2,11	5,63	0,00	0,00	0,000	0,074	0,716	0,624	
2,00	71,01	14,49	0,00	1,45	0,00	0,00	1,45	2,90	1,45	0,00	4,35	0,00	2,90	0,030	0,033	0,633	0,725	
2,95	70,47	11,98	0,00	1,11	0,00	0,00	0,28	3,06	1,11	3,06	8,36	0,00	0,56	0,006	0,037	0,677	0,637	
3,85	65,25	18,30	0,55	0,55	0,00	0,55	0,00	2,77	1,11	3,88	6,28	0,00	0,74	0,007	0,033	0,592	0,761	
M	71,96	12,54	0,74	1,25	0,00	0,37	0,35	3,38	0,73	2,18	5,66	0,00	0,84	0,009	0,039	0,655	0,695	
4,80	26,54	46,50	0,82	2,67	0,00	0,00	1,85	3,29	3,70	3,50	8,64	0,41	2,06	0,025	0,042	0,433	1,061	4
5,75	27,02	43,95	0,81	4,03	0,00	2,82	1,61	2,42	0,81	4,44	3,63	0,81	7,66	0,093	0,030	0,395	1,186	
6,70	11,32	33,33	0,00	10,69	0,00	5,03	3,77	5,66	4,40	3,77	11,95	0,00	10,06	0,112	0,088	0,292	1,487	
7,60	21,54	23,47	0,64	2,89	0,00	4,82	21,54	3,22	4,50	1,29	6,75	0,00	9,32	0,103	0,043	0,250	1,534	
8,55	10,88	46,11	0,00	10,36	0,00	5,18	4,66	6,22	0,52	6,74	6,22	0,00	3,11	0,032	0,081	0,350	1,381	
9,50	11,85	29,86	0,95	8,53	0,00	16,59	9,95	2,37	3,32	5,69	8,53	0,00	2,37	0,024	0,030	0,232	1,629	
M	18,19	37,21	0,54	6,53	0,00	5,74	7,23	3,86	2,87	4,24	7,62	0,20	5,76	0,065	0,052	0,325	1,380	
10,45	4,62	9,54	3,38	46,15	2,46	16,62	14,15	0,62	0,00	1,23	1,23	0,00	0,00	0,000	0,006	0,288	1,549	3
11,40	20,48	12,35	3,92	28,92	0,90	6,63	21,99	0,60	0,60	0,90	2,11	0,00	0,60	0,006	0,006	0,213	1,684	
12,35	1,19	14,24	3,56	50,45	0,30	5,93	9,50	1,48	0,59	7,72	3,26	0,00	1,78	0,018	0,017	0,385	1,317	
M	8,76	12,04	3,62	41,84	1,22	9,73	15,21	0,90	0,40	3,28	2,20	0,00	0,79	0,008	0,010	0,295	1,517	
13,30	8,89	57,78	0,00	8,89	0,00	11,11	6,67	2,22	2,22	0,00	2,22	0,00	0,00	0,000	0,024	0,402	1,269	2
14,25	8,99	59,79	0,53	7,94	0,53	1,06	5,82	3,17	2,12	3,17	2,12	0,00	4,76	0,050	0,037	0,488	1,126	
M	8,94	58,78	0,26	8,41	0,26	6,08	6,24	2,70	2,17	1,59	2,17	0,00	2,38	0,025	0,031	0,445	1,198	
15,20	5,99	9,22	0,00	18,89	0,00	0,00	0,00	7,37	0,00	11,98	0,00	13,36	33,18	0,871	0,216	0,309	1,279	1
16,10	5,19	0,00	0,00	1,30	0,00	0,00	0,00	19,48	0,00	1,30	0,00	9,09	63,64	2,667	3,000	0,605	0,687	
M	5,59	4,61	0,00	10,10	0,00	0,00	0,00	13,43	0,00	6,64	0,00	11,23	48,41	1,769	1,608	0,457	0,983	
MG	29,25	23,82	1,03	12,00	0,25	4,40	5,98	4,27	1,51	3,42	4,78	1,35	7,95	0,190	0,124	0,415	1,227	

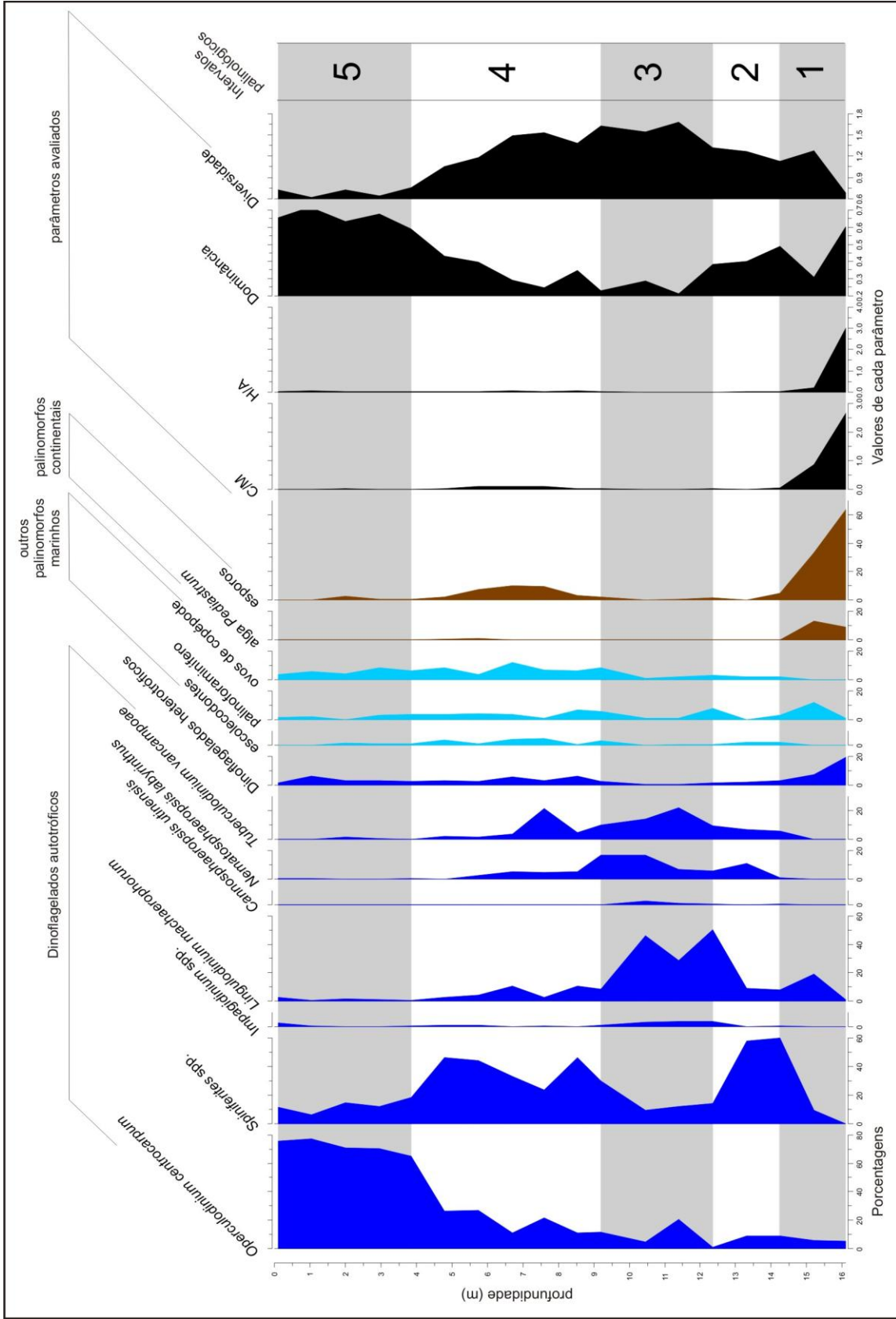


Figura 13. Diagrama com as porcentagens de cada táxon e palinomorfos encontrados por amostra e por intervalo amostral, bem como os valores dos parâmetros avaliados.

4 DISCUSSÃO

Os cinco intervalos reconhecidos apresentaram variações em suas assembleias de dinocistos e outros palinomorfos associados que puderam ser atribuídas aos ciclos glaciais-interglaciais do Quaternário tardio. As características palinológicas e as interpretações do significado paleoambiental/paleoecológico de cada um dos agrupamentos amostrais são detalhadas a seguir. Por fim, tem-se discutida a correlação dos dados atuais com as biozonas e estágio isotópicos inferidos anteriormente para o mesmo testemunho.

4.1 Intervalo 1

4.1.1 Caracterização palinológica

O intervalo 1 compreendeu as amostras de 15,20 e 16,10 m de profundidade, depositadas entre 128 a 136 ma AP, conforme a datação que consta em Tokutake (2005).

Considerando a sequência inteira, esse intervalo foi marcado pelas maiores porcentagens dos seguintes palinomorfos: dinoflagelados heterotróficos, algas do gênero *Pediastrum* e esporos. Justamente por isso, a razão de elementos continentais por elementos marinhos (C/M) e a proporção de dinocistos heterotróficos por autotróficos (H/A) apresentaram valores superiores a 1, fato que não ocorreu em nenhum outro intervalo ou amostra. Além disso, o índice de dominância registrado foi o segundo mais alto entre os cinco intervalos, e o valor da diversidade consequentemente foi o segundo mais baixo. Entre os poucos dinoflagelados autotróficos presentes, destacou-se a espécie *Lingulodinium machaerophorum*, com uma representatividade muito maior no nível de 15,20 m do que no subjacente. Quanto aos outros elementos marinhos, os palinoforaminíferos foram os únicos a ocorrer, apresentando aqui a sua maior porcentagem, considerando todos os intervalos.

4.1.2 Significado paleoambiental

Wall *et al.* (1977) encontraram assembleias caracterizadas por muitos dinocistos de formas heterotróficas em regiões costeiras marcadas pela forte entrada de nutrientes de origem continental. Dale (1996) comentou que a grande ocorrência dessas formas, aliada ao baixo número de dinoflagelados fotossintetizantes, denota um fitoplâncton dominado por diatomáceas. Essas algas marinhas correspondem à principal presa dos dinoflagelados heterotróficos e costumam ter mais sucesso que as espécies autotróficas em zonas muito enriquecidas por nutrientes, de águas turvas. No intervalo 1, esse enriquecimento das águas foi evidenciado pelas altas porcentagens de esporos vegetais e de algas *Pediastrum*, que refletem um escoamento de material orgânico continental para o local amostrado. O gênero *Pediastrum* é conhecido por compreender algas verdes de água doce que são úteis marcadoras da entrada de grandes rios em ambientes marinhos (Mudie & Harland, 1996). Assim, a deposição de espécimes de *Pediastrum* no sedimento do mar acontece, mais provavelmente, em regiões bem próximas à costa, muito influenciadas pelo fluxo fluvial.

Além de estarem relacionados à alta disponibilidade de nutrientes, os dinoflagelados heterotróficos também são tratados na literatura como dominantes em regiões polares. Nesses locais de clima muito frio, as condições ambientais extremas, relacionadas à salinidade e à pouca incidência de luz, são fatores mais limitantes do que a concentração de substâncias orgânicas suspensas (Taylor, 1987; Mudie, 1992 *apud* Mudie & Harland, 1996). Por isso, é comum os autores associarem a fases glaciais o predomínio de dinocistos de formas heterotróficas no registro fóssil.

Um baixo índice de diversidade e um elevado valor de dominância entre os dinoflagelados são também parâmetros comumente utilizados para se inferir períodos de resfriamento (Wall *et al.*, 1977; Mudie & Harland, 1996; Dale, 1996; Oliveira, 2003). Dale (1996) corroborou essa afirmação com os resultados de seu estudo que visou traçar os limites biogeográficos do Atlântico Norte por meio de dinocistos. O autor notou que há uma clara redução na diversidade de espécies em direção às latitudes mais altas, onde ocorre uma queda acentuada das temperaturas.

Todos os aspectos do intervalo 1 discutidos até aqui permitem a conclusão de que a sua assembleia de palinórfos revela a ocorrência de uma fase glacial. A glaciação deve ter ocasionado um recuo do mar, devido à retenção de águas em geleiras, fazendo com que a região estudada, que hoje está no talude, fosse um local da zona marinha costeira no período.

Essa condição paleoambiental explicaria a grande entrada de elementos continentais (esporos e *Pediastrum*) e o conseqüente enriquecimento das águas. Isso, por sua vez, contribuiria para o desenvolvimento das formas heterotróficas de dinoflagelados, também beneficiadas pela baixa temperatura da superfície do mar.

A porcentagem relevante de palinoforaminíferos para o intervalo também pode ser considerada como outro indicativo de glaciação. Phadtare & Thakur (1992 *apud* Pedrão & Carvalho, 2002) relacionaram tais microfósseis a tendências de resfriamento climático devido a episódios glaciais.

A amostra mais basal do intervalo (16,10 m) exemplificou bem os típicos reflexos da condição glacial inferida, como a alta dominância entre os dinoflagelados sendo proporcionada pelos indivíduos heterotróficos. Contudo, nota-se que, a 15,20 m de profundidade, o mesmo parâmetro teve seus valores fortemente reduzidos e as porcentagens desses dinocistos (apesar de permanecerem altas, comparando-as com as demais amostras) sofreram uma queda considerável, assim como as razões C/M e H/A. A causa foi a maior representatividade de dois táxons de dinoflagelados autotróficos e a redução no número de esporos encontrados. Os táxons são *Spiniferites* spp. e *L. machaerophorum*, com destaque para esse último, que mostrou uma porcentagem um pouco acima da sua média para o testemunho. Esse táxon é mais comum em paleoambientes de clima subtropical e tropical (Dale, 1996). Aqui, a sua presença em número considerável, junto com o surgimento de espécimes do gênero nerítico *Spiniferites*, pode estar relacionada com um leve evento de aquecimento, ressaltando uma tendência de aumento das temperaturas que posteriormente desencadearia uma deglaciação. Esse aquecimento provocaria o degelo de algumas camadas congeladas, aumentando um pouco o nível do mar, o que propiciaria a condição para a multiplicação de indivíduos de *L. machaerophorum* e de *Spiniferites* spp. Um nível de mar mais elevado esclareceria também o menor percentual de elementos continentais.

Uma explicação alternativa para a grande ocorrência de *L. machaerophorum* nessa amostra baseia-se em outra importante característica paleoecológica da espécie. Oliveira (2003) afirmou que a presença de *L. machaerophorum* em grandes quantidades pode estar condicionada a águas superficiais quentes e estratificadas por um evento de ressurgência anterior. Em um primeiro momento, esta ressurgência causaria a mistura das águas do fundo oceânico ricas em nutrientes com as da superfície. Passado o fenômeno e restabelecida a calmaria do ambiente, a consequência seria a estratificação da coluna d'água, havendo camadas mais turvas devido aos nutrientes e outras mais oligotróficas, com poucas

substâncias orgânicas suspensas. *L. machaerophorum* tem maior habilidade para migração vertical do que os demais dinoflagelados autotróficos, atingindo rapidamente as camadas oligotróficas, onde há mais luz incidente disponível para a fotossíntese. Porém, tal estratégia tem valor somente se a concentração de nutrientes na superfície não é demasiadamente alta, pois a espécie não toleraria águas com escassa penetração de luz (Oliveira, 2003).

No caso específico da amostra de 15,20 m, esta hipótese da abundância de *L. machaerophorum* pela estratificação da massa d'água tem fundamento quando se considera os palinoforamíniferos como evidência de ressurgência. Powell *et al.* (1990), estudando sedimentos da margem continental peruana, verificaram que eventos de paleoressurgência são marcados pela ocorrência de muitos palinoforamíniferos no registro. Esses palinomorfos marinhos tiveram seu máximo registrado justamente na profundidade de 15,20 m.

4.2 Intervalo 2

4.2.1 Caracterização palinológica

O intervalo 2 corresponde às amostras de profundidade 13,30 e 14,25 m, com datação entre 122 a 115 ma AP (Tokutake, 2005).

Tal intervalo foi caracterizado principalmente pela concentração de espécimes do gênero *Spiniferites*, que apresentou aqui seu maior pico de concentração do testemunho, equivalente a 58,78 % dos palinomorfos totais do intervalo. A segunda espécie de maior representação foi *O. centrocarpum*. Já os índices de dominância e diversidade sofreram redução e aumento, respectivamente, devido à ocorrência de quatro espécies que anteriormente não estavam presentes. Os táxons em questão são: *Impagidinium* spp., *Cannosphaeropsis utinensis*, *Nematosphaeropsis labyrinthus* e *Tuberculodinium vancampoe*, sendo as duas últimas com porcentagens acima das suas médias para o testemunho. O número percentual de *C. utinensis* também ficou um pouco acima da média geral do táxon, mas pode ser desconsiderado por significar apenas um único espécime encontrado em um intervalo composto por somente duas amostras. A alteração dos índices avaliados a favor da diversidade foi de baixa magnitude em virtude justamente da alta dominância da assembleia por *Spiniferites* spp. Quanto aos dinocistos heterotróficos, estes tiveram uma redução relevante em suas proporções, o que resultou na baixa razão H/A do

intervalo. O mesmo ocorreu com a razão C/M devido ao menor número de esporos registrados e a ausência de algas de água doce, ambos em altas quantidades no intervalo anterior. Entre os demais palinórfos de origem marinha, destacaram-se os escolocodontes, os quais apareceram em proporção acima da sua média geral.

4.2.2 Significado paleoambiental

A dominância de *Spiniferites* spp. e a presença de outros dinoflagelados autotróficos antes não ocorrentes, aliadas à drástica diminuição de dinoflagelados heterotróficos e de elementos continentais, sugerem que o intervalo 2 corresponde a uma fase interglacial, com aumento do nível do mar. Assim, pressupõe-se que a condição glacial de mar muito baixo do intervalo precedente foi substituída por uma deglaciação que propiciou a transgressão marinha, afastando o local estudado da costa e tornando-o mais nerítico.

A hipótese acima se explica, primeiramente, pelo fato de o gênero *Spiniferites* geralmente apresentar as suas maiores concentrações em zona nerítica interna para externa, tendo a borda da plataforma continental como o limite de sua abundância (Wall *et al.* 1977; Stover *et al.*, 1996). Harland (1983), em seu estudo de distribuição de dinocistos do Atlântico Norte e áreas adjacentes, definiu as espécies de *Spiniferites* como sendo de ampla ocorrência biogeográfica, mas tipicamente de paleoambiente marinho nerítico. Quanto a sua tendência climática, o táxon parece mesmo possuir grande tolerância, visto que já foi associado a zonas tropicais/subtropicais, temperadas e subpolares (Dale, 1996).

Oliveira (2003) também constatou o gênero *Spiniferites* como indicador da transição de zona mais costeira para nerítica na Bacia de Campos. O autor obteve alguns resultados semelhantes aos do presente estudo. Da mesma forma, ele concluiu que a alteração de uma assembléia cuja dominância era de dinoflagelados heterotróficos por outra com predomínio de *Spiniferites* spp. seria uma evidência da provável elevação do nível do mar. Através dessa informação, o autor pôde ainda sugerir um ambiente oligotrófico a mesotrófico e de salinidade relativamente mais alta, alcançando regiões neríticas externas. O mesmo pode ser válido para a condição paleoambiental revelada pelo intervalo 2.

A presença de quatro táxons de dinoflagelados autotróficos, antes não ocorrentes, representou o aumento da diversidade que é comum na passagem de períodos glaciais para interglaciais. Dale (1996) confirmou que as assembleias de fases mais quentes são realmente

caracterizadas pelo maior número de espécies de dinoflagelados fotossintetizantes, bem como podem apresentar alta porcentagens de *Spiniferites* spp.

A ocorrência tanto de *T. vancampoae* quanto de *N. labyrinthus* em números acima de suas médias é coerente com a sugestão de um episódio de aquecimento. O primeiro tem como principal característica o requerimento de águas quentes, sendo taxado de espécie tropical. Já *N. labyrinthus*, o qual apresentou um número percentual significativo apenas no nível de 13,30 m, é bem documentado na literatura como sendo de ambiente nerítico externo a oceânico, de grandes profundidades (Wall *et al.*, 1977; Harland, 1983; Dale, 1996; Stover *et al.*, 1996). Nesse caso, a ocorrência do último táxon citado pode ser relacionada à gradual subida do nível mar na região, resultante da tendência de as temperaturas climáticas aumentarem cada vez mais.

A grande redução da razão C/M é condizente com um paleoambiente marinho nerítico, onde a entrada de elementos continentais pode ocorrer, porém em quantidades claramente menores do que em zonas mais costeiras (condição suposta para o intervalo 1). Por sua vez, os dinocistos heterotróficos, que prevalecem em regiões onde os nutrientes advindos do continente são abundantes, encontraram-se coerentemente em baixa proporção.

A porcentagem acima da média de escolecodontes pode revelar que esses elementos (peças bucais) pertencem a poliquetas marinhos adaptados a regiões neríticas, já que os mesmos estavam ausentes no registro das amostras mais basais. Essa conclusão baseia-se nos estudos de Charletta & Boyer (1974), Regali (1981) e Eriksson *et al.* (2004). Esses autores verificaram que a grande maioria dos escolecodontes ocorre em ambientes marinhos mais rasos e lagunas, porém existem aqueles cuja ocorrência se dá em locais neríticos. Charletta & Boyer (1974) afirmaram ainda que os escolecodontes são fósseis muito delicados e, por isso, torna-se improvável o fato de eles serem transportados do seu local de origem sem sofrer degradação.

4.3 Intervalo 3

4.3.1 Caracterização palinológica

O intervalo 3 foi composto pelos seguintes níveis de profundidade: 12,35; 11, 40 e 10,45 m, com idade estimada entre 109,3 a 108,6 ma AP (Tokutake, 2005).

Em tal intervalo, a assembleia de palinomorfos foi dominada por *L. machaerophorum* e quase todos os outros táxons de dinoflagelados autotróficos apresentaram-se em seus maiores picos de ocorrência, considerando toda a sequência sedimentar: *Impagidinium* spp., *C. utinensis*, *N. labyrinthus* e *T. vancampoeae*. As únicas exceções são *Spiniferites* spp. e *O.centrocarpum*, encontrados em porcentagens muito abaixo das suas médias para o testemunho. A presença de todos os grupos de dinoflagelados nos três níveis que compõe o intervalo, junto com o fato de muitos táxons estarem em número relevante, contribuiu para o maior índice de diversidade e o menor valor de dominância dentre os cinco intervalos. Por sua vez, as razões C/M e H/A foram as mais baixas de todo o testemunho, refletindo, respectivamente, a redução no número de esporos e os poucos dinocistos heterotróficos encontrados. Com relação aos escolocodontes, aos ovos de copépodes e aos palinoforaminíferos, nenhum apresentou ocorrência em número relevante para o intervalo como um todo. Todavia, levando-se em conta apenas o nível a 12,35 m, a porcentagem de palinoforaminíferos superou, exclusivamente nessa amostra, seu valor médio geral.

4.3.2 Significado paleoambiental

O táxon *L. machaerophorum*, assim como *T. vancampoeae*, é definido como uma espécie tropical, pois não costuma ocorrer significativamente em altas latitudes, sendo restrito à faixa que vai da zona equatorial a temperada (Dale, 1996; Mudie & Harland, 1996). Esses dois táxons, aliás, correspondem aos principais dinocistos do Quaternário citados pelos pesquisadores como indicadores de águas quentes. Segundo Dale (1996), o aparecimento de *L. machaerophorum* em todas as sequências interglaciais por ele analisadas confirmou a espécie como marcadora de episódios de aquecimento. Quanto a *T. vancampoeae*, Wall *et al.* (1977) e Harland (1983) constataram que o gênero ao qual pertence ocorre atualmente apenas em ambientes tropicais/subtropicais e temperados quentes. Logo, as altas representatividades

no intervalo 3, tanto de *L. machaerophorum* quanto de *T. vancampoae*, são os principais fatores que suportam a hipótese de uma fase interglacial com temperaturas mais quentes que as do intervalo anterior.

Além do requerimento térmico similar, as duas espécies em questão compartilham uma ampla tolerância à salinidade (são eurihalinas) e a preferência por ambientes com baixas concentrações de nitratos e fosfatos (Marret & Zonneveld, 2003 *apud* Oliveira, 2003). Entretanto, notou-se que o maior pico de ocorrência de *T. vancampoae* neste intervalo coincide com a menor abundância de *L. machaerophorum*. A relação antagonica entre esses táxons foi também observada por Oliveira (2003), o qual a explicou como sendo devido à estratificação da coluna d'água e/ou ao tipo e quantidade de nutrientes suspensos. Enquanto *L. machaerophorum* tem “blooms” relacionados a águas calmas estratificadas após eventos de ressurgência, *T. vancampoae* parece estar mais adaptada a ambientes influenciados por constantes correntes de turbulência, geralmente produzidas por ondas e marés. Assim, nesses ambientes há mistura frequente de águas, o que torna a superfície marinha mais homogênea, não havendo estratificação. Por conseguinte, esta condição beneficiaria *T. vancampoae* em detrimento de *L. machaerophorum*. As possíveis configurações paleoambientais citadas, bem como a natureza dos nutrientes em suspensão, parecem ter se alternado no período compreendido pelo intervalo 3, causando então a alternância dos picos de ocorrência entre tais espécies.

A espécie *N. labyrinthus* é considerada por Mudie & Harland (1996) como sendo cosmopolita devido as suas amplas tolerâncias de temperatura e de salinidade (0-26°C e 28-36 ‰, respectivamente). Todavia Wall *et al.* (1977) e Dale (1996) a tratam como um típico táxon nerítico-oceânico, afirmando esta característica como seu principal significado paleoecológico. Esses mesmos autores caracterizam as espécies de *Impagidinium* como um importante indicador de zonas oceânicas, pois, segundo eles, todos os seus representantes atuais são comprovadamente oceânicos, e as assembleias de dinocistos em todos os ambientes marinhos mais distantes da costa são marcadas por esses táxons. Dale (1996) ainda declarou que isto é uma forte evidência para possibilitar o uso de, até mesmo, baixas porcentagens de *Impagidinium* na inferência de um paleoambiente com águas profundas. De acordo com este autor, as poucas amostras mais costeiras que contem *Impagidinium* spp. podem ser razoavelmente explicadas pelo deslocamento de águas oceânicas em direção às zonas mais rasas.

As assembleias subtropicais de dinocistos encontradas por Harland & Reid (1977, *apud* Mudie & Harland, 1996) mostraram que *Impagidinium* spp. e *N. labyrinthus* aumentam numericamente em regiões abissais. Stover *et al.* (1996) também encontraram associações desses dois táxons ocorrendo principalmente em depósitos oceânicos. Além disso, em seus estudos visando estabelecer o limite nerítico/oceânico segundo a distribuição de dinocistos, Dale (1996) constatou que o lado oceânico é caracterizado pela persistente presença de cistos neríticos-oceânicos, particularmente de espécies de *Nematosphaeropsis*, e pela ocorrência de cistos tipicamente oceânicos de *Impagidinium*.

Apesar de ser pouco citado nos principais estudos paleoecológicos, ao gênero *Cannosphaeropsis*, pode-se atribuir um significado paleoambiental semelhante ao de *N. labyrinthus*. Isso porque Brinkhuis (1994) classifica-o, conforme seu padrão de distribuição, como de ambiente nerítico externo a oceânico.

Em relação à distribuição lateral de *T. vancampoe*, Head *et al.* (1986 *apud* Stover *et al.*, 1996) definiram-na como estuarino a nerítico interno. Harland (1983) a considerou de ambiente nerítico, tanto interno quanto externo; enquanto Dale (1996) a tratou como uma espécie costeira. Esse último autor explica que o registro de cistos de *T. vancampoe* em regiões oceânicas pode ser relacionado ao seu transporte por correntes que levariam as águas costeiras mais quentes até o talude. Tal explicação parece se aplicar ao presente caso, haja vista que o táxon compõe uma assembleia com porcentagens relevantes de dinocistos que preferencialmente ocorrem em locais de maior profundidade.

Cabe ressaltar aqui que *L. machaerophorum* possui uma peculiaridade morfológica referente à variação da salinidade. Wall *et al.* (1973, *apud* Dale, 1996) verificaram que muitas espécimes desse táxon desenvolvem processos bulbosos curtos frente a condições de baixa salinidade, o que contrasta com a sua morfologia mais comum, de longos processos aciculados. Como esse morfotipo alternativo de *L. machaerophorum* não foi observado na sequência sedimentar estudada, pode-se concluir que sua alta ocorrência no intervalo 3 é condizente com um ambiente marinho de salinidade elevada, característico das zonas oceânicas.

A substituição de uma assembleia com total dominância do gênero *Spiniferites* por outra dominada por espécies tipicamente oceânicas e tropicais permite concluir que houve uma nova subida do nível do mar associada ao aquecimento na passagem do intervalo 2 para o 3. Ambos os intervalos são considerados interglaciais, porém a elevação das temperaturas parece ter atingido seu auge somente no último. As quantidades muito pequenas, tanto de

elementos continentais quanto de dinoflagelados heterotróficos, vão ao encontro da sugestão de um maior aquecimento seguido de elevação do nível do mar, já que esses palinórfos concentram-se em regiões costeiras e decaem na direção do mar aberto.

O maior número percentual de palinoforaminíferos na amostra de 12,35 m coincidiu com a mais alta concentração de *L. machaerophorum* do testemunho (170 indivíduos contados, equivalente a 50,45 % da assembleia). A correlação entre ambos os organismos, já verificada no intervalo 1, repetiu-se aqui. O evento de ressurgência sugerido pelas quantidades de palinoforaminíferos parece mesmo ser um fator fundamental para propiciar um ambiente de águas estratificadas, ideal para a dominância de *L. machaerophorum*. Dale (1996), estudando regiões marcadas por leves eventos de ressurgência, os quais enriquecem as águas superficiais com nutrientes em concentrações medianas, notou que a espécie domina plenamente as assembleias desses ambientes e a sugeriu como sinal para esse tipo de enriquecimento da superfície marinha. Como ressurgências não são comuns na faixa oceânica (Schmiegelow, 2004), supõe-se ter havido um transporte de águas costeiras para as regiões de mar profundo, o que explicaria o depósito de muitos dinocistos de *L. macherophorum* na zona de talude.

4.4 Intervalo 4

4.4.1 Caracterização palinológica

O intervalo 4 iniciou no nível de 9,50 m de profundidade e estendeu-se para o topo até aquele de 4,80 m, compreendendo seis amostras, datadas entre 90,1 e 51,6 ma AP (Tokutake, 2005).

Esse intervalo foi caracterizado principalmente pelo retorno de uma assembleia dominada por *Spiniferites* spp. e co-dominada por *O.centrocarpum*. Esses dois táxons foram os únicos dinocistos pertencentes a formas autotróficas que tiveram suas proporções aumentadas em relação ao intervalo precedente. Os demais sofreram forte redução. Apesar disso, *N. labyrinthus* e *T. vancampoe* mantiveram-se em número percentual acima de suas médias gerais, devido a picos de ocorrência em algumas amostras. O índice de dominância apresentou elevação em seu valor, em detrimento ao da diversidade, o que foi ressaltado pela ausência de *C. utinensis*. O aumento de dinocistos heterotróficos, mesmo mantendo-os ainda

bem abaixo do número de autotróficos, ocasionou a segunda maior razão H/A dentre os cinco intervalos. Da mesma forma, a razão C/M também alcançou seu segundo maior valor registrado, o que se deve ao aumento percentual de esporos e a ocorrência de 4 espécimes de *Pediastrum* nas duas amostras situadas mais ao topo do intervalo. Quanto aos demais grupos de microfósseis (escolocodontes, palinoforaminíferos e ovos de copépode), todos ocorreram com as suas maiores porcentagens em relação à sequência inteira.

4.4.2 Significado paleoambiental

A dominância de *Spiniferites* spp., acompanhada da co-dominância de *O. centrocarpum*, permite correlação com o intervalo 2, onde se concluiu haver um paleoambiente marinho nerítico. Portanto, no intervalo 4, o retorno desta condição pode estar refletindo a entrada de um período glacial e uma conseqüente regressão marinha, já que as três amostras subjacentes (pertencentes ao intervalo 3) foram marcadas por espécies oceânicas e tropicais. A substituição de indivíduos dessas espécies por espécimes do gênero *Spiniferites* (considerado nerítico e de ampla tolerância climática) indica que, provavelmente, o local testemunhado passou de talude com águas quentes para novamente plataformal, porém com águas mais frias.

Stover *et al.* (1996) afirmaram que os gêneros *Spiniferites* e *Operculodinium* costumam dominar em ambientes neríticos até a margem da plataforma, faixa onde *Impagidinium* e *Nematosphaeropsis* encontram-se pouco representados. Mudie & Harland (1996) citaram assembleias dominadas por *Spiniferites* spp. e *O. centrocarpum* em regiões do Hemisfério Norte muito influenciadas por correntes de águas frias. Nesses locais, ambos os táxons, de ocorrência em todas as zonas climáticas, são acompanhados também por altas concentrações das formas heterotróficas de dinoflagelados. O intervalo 4 não é marcado por uma abundância de dinocistos heterotróficos, porém tais microfósseis tem um percentual muito aumentado em comparação com o intervalo precedente, o que pode ser mais uma evidência de resfriamento. Além disso, a relevante entrada de elementos continentais não só reflete uma maior proximidade com a costa, mas também significa que nutrientes estavam sendo carregados até o local. Esse aspecto vai ao encontro do aumento das formas heterotróficas, as quais necessitavam desses nutrientes (Dale, 1996; Mudie & Harland, 1996).

O resfriamento sugerido para esse intervalo tem como base também a forte redução nas porcentagens das principais espécies tropicais, *L. machaerophorum* e *T. vancampoe*. Já a suposta regressão marinha é suportada pelas menores representações do gênero oceânico *Impagidinium* e das espécies nerítico-oceânicas *N. labyrinthus* e *C. utinensis* (esta última, ausente). Conseqüentemente, ocorreram índices baixos de diversidade e altos de dominância, exatamente como o esperado para uma fase glacial.

Os picos de *T. vancampoe* nas amostras a 9,50 m e 7,60 m de profundidade (muito maior nessa segunda) podem estar relacionados à entrada de correntes marinhas mais quentes em águas geralmente frias. Oliveira (2004) fez uso desse argumento para explicar a coexistência de táxons bem representados numericamente e com requerimentos opostos quanto à temperatura da água. Todavia, considerando apenas a sua distribuição preferencial em zonas mais próximas à costa, não é surpreendente encontrar picos de *T. vancampoe* em um intervalo supostamente representativo da regressão marinha.

O comportamento de *N. labyrinthus* no intervalo 4 é notável por sua praticamente gradual redução desde a primeira amostra, onde apresenta maior porcentagem, até a última, na qual está ausente. Tendo como principal característica paleoecológica sua preferência por zonas neríticas-oceânicas, sua distribuição aqui parece refletir uma tendência cada vez mais intensa de rebaixamento do nível do mar no local analisado.

Outra semelhança do intervalo 4 com o 2 que corrobora com a ideia de um ambiente nerítico é a presença de escolocodontes em suas porcentagens mais relevantes da sequência inteira. Como todos os espécimes desses microfósseis encontrados no testemunho parecem ter o mesmo morfotipo, isso poderia significar uma comprovação de que realmente se trata da peça bucal de um mesmo poliqueta restrito a regiões neríticas.

A maior representatividade também de ovos de copépodes e palinoforaminíferos pode estar associada à grande frequência de águas de fundo ressurgentes, o que condiria com um local mais próximo à costa. Ovos desses microcrustáceos planctônicos, assim como ocorre com os palinoforaminíferos, são descritos em estudos paleoecológicos como sinais de eventos de ressurgência (Dale, 1996; Roman & Gauzens, 1997). No caso específico do intervalo 4, esse fenômeno natural não beneficiou a multiplicação de indivíduos autotróficos do táxon *L. machaerophorum*, como verificado em níveis inferiores, mas pode ter sido uma das causas do aumento em dinoflagelados heterotróficos. Por isso, pode-se inferir que houve uma maior saturação de nutrientes na coluna d'água, ocasionada talvez pela soma das ressurgências com a entrada de matéria orgânica continental. Essa condição ambiental é mais propícia para as

formas heterotróficas (Wall *et al.*, 1977; Dale, 1996; Stover, 1996), representadas também pelos próprios copépodes que produziram os ovos (Roman & Gauzens, 1997). Apesar disso, a razão H/A foi bem menor que 1, ou seja, os dinoflagelados autotróficos permaneceram dominantes. Assim, conclui-se que os eventos causadores desse enriquecimento nutricional foram suficientemente breves para o restabelecimento, tão logo, de uma condição oligotrófica a mesotrófica das águas superficiais.

4.5 Intervalo 5

4.5.1 Caracterização palinológica

O intervalo 5 foi composto pelas cinco amostras situadas mais ao topo da sequência sedimentar, abrangendo desde o nível de 3,85 m até aquele de 0,10 m de profundidade. Essas amostras foram depositadas nas idades compreendidas entre 44 a 3,5 ma AP (Tokutake, 2005). Porém, na verdade, a idade da amostra do topo é menor que 3,5 ma AP, pois essa datação refere-se ao nível de 0,30 m.

O aspecto mais marcante desse intervalo é claramente as altas porcentagens de *O. centrocarpum*. Aproximadamente 72 % de todos os espécimes contados pertencem a esse táxon. Por isso principalmente, o índice de dominância alcança seu valor máximo para o testemunho e o de diversidade, seu valor mínimo. As ausências de *C. utinensis* em todo o intervalo e de outros táxons em algumas amostras que o compõe também contribuíram para esta diversidade baixa. A espécie *T. vancampoae* apresentou aqui sua menor porcentagem, excetuando-se o primeiro intervalo, onde não foi encontrada. O mesmo ocorreu com *L. machaerophorum* e *N. labyrinthus*, que corresponderam a apenas 1,25 % e 0,37 % dos microfósseis observados, respectivamente. O gênero *Impagidinium* aparece com um percentual médio para este intervalo um pouco maior que no anterior. Porém, em ambos, encontrou-se em baixo número e seu aumento percentual refletiu apenas a menor quantidade de indivíduos dos outros táxons. Já *Spiniferites* passou a ser co-dominante e com porcentagens bem menores que as apresentadas no intervalo anterior. A representatividade dos dinoflagelados heterotróficos, assim como razão H/A, sofreu uma pequena queda. Os elementos continentais, indicados por poucos esporos, e a razão C/M tiveram uma redução relevante em seus valores. Dos demais palinóforos marinhos, apenas os ovos de copépodes

apareceram com porcentagem acima da média geral, apesar de reduzida, considerando sua alta ocorrência no intervalo 4.

4.5.2 Significado paleoambiental

A principal espécie do intervalo 5, *O. centrocarpum*, é tratada como a mais cosmopolita dentre as espécies de dinocistos do Quaternário, estendendo-se por todas as zonas biogeográficas climáticas, de polar a tropical (Wall, *et al.* 1977; Harland, 1983; Dale, 1996; Mudie & Harland, 1996). Mas o cosmopolitismo desse táxon vai além da sua ampla tolerância térmica. Harland (1983) utilizou o termo ubíquo (onipresente, que está em toda parte) para defini-lo, visto que, além de ocorrer em todos os climas, o táxon distribui-se pelos diversos ambientes marinhos, desde as zonas mais costeiras até as oceânicas. Este autor ainda mencionou que *O. centrocarpum* trata-se possivelmente de uma espécie pioneira em locais temperados ou polares do Hemisfério Norte e do Ártico, onde as assembleias de dinoflagelados são quase monoespecíficas. Por este comportamento, os autores o consideram como um típico táxon oportunista. Este termo é aplicado a organismos que rapidamente estabelecem populações em ambientes desabitados ou que podem tolerar as condições mais inóspitas (Stover *et al.*, 1996). De fato, a espécie parece ser capaz de explorar habitats alterados de forma mais eficaz que os outros dinoflagelados, menos tolerantes. Dale (1996) afirmou que *O. centrocarpum* frequentemente domina regiões marcadas por bruscas variações ambientais, não só em relação à temperatura, mas também em termos de salinidade, de nutrientes e de luz disponível para a fotossíntese. Já Mudie & Harland (1996) relataram a dominância dessa espécie em assembleias das águas frias do oceano Ártico, enquanto Oliveira (2003) mencionou sua abundância em altas latitudes. Além disso, dinocistos de *O. centrocarpum* são encontrados atualmente em ambientes instáveis, tais como alguns estuários ou outras zonas transicionais (Wall *et al.*, 1977; Dale, 1996).

Torna-se cada vez mais claro, através de estudos paleoecológicos do Quaternário, que o aumento em proporção de *O. centrocarpum* pode indicar uma alteração ambiental e/ou uma condição extrema (Dale, 1996). Considerando o intervalo 5, este ambiente extremo e alterado poderia ter sido causado pela mudança climática que levou ao resfriamento máximo das águas de superfície. Essa hipótese fundamenta-se na datação que fôra estimada para o intervalo, a qual engloba às idades da última glaciação e do Último Máximo Glacial. Oliveira (2003) também registrou *O. centrocarpum* em abundância no período que abrangeu a derradeira

glaciação do Pleistoceno. O autor afirmou que a espécie seria um indicativo de águas frias e provavelmente agitadas, com altas concentrações de nutrientes em suspensão. Essas condições, aplicáveis ao intervalo 5, são impróprias para os dinoflagelados autotróficos de forma geral, com exceção do oportunista *O. centrocarpum*.

A troca do gênero *Spiniferites* como táxon dominante por *O. centrocarpum* é um bom sinal da ocorrência de um resfriamento mais extremo das águas superficiais, mas não é o único. A redução da diversidade também é condizente com um paleoambiente glacial bem estabelecido. O mesmo vale para o mais baixo percentual das espécies tropicais *L. machaerophorum* e *T. vancampoae*.

Quanto à possibilidade de ter havido uma regressão marinha, esta hipótese encontra suporte no decréscimo ocorrido nas espécies nerítico-oceânicas, confirmando uma tendência já previamente observada no intervalo anterior. Todavia, a reduzida porcentagem de elementos continentais indica que, nessa fase glacial, diferente daquela registrada no intervalo 1, o local do testemunho não estava tão próximo à costa. Do mesmo modo, a baixa ocorrência no registro de dinocistos heterotróficos surpreende, pois essas formas costumam apresentar picos em fases glaciais. A razão para isso talvez resida justamente na baixa ocorrência dos palinomorfos de origem continental, sugerindo uma entrada insuficiente de nutrientes por vias fluviais.

Os ovos de copépodes em porcentagem acima da média talvez possam explicar, em parte, de onde estavam vindo os nutrientes e o porquê do baixo número de dinocistos heterotróficos durante o período. A ocorrência desses palinomorfos marinhos no registro fóssil pode ser interpretada sob dois aspectos: enriquecimento das águas por ressurgência e presença marcante desses microcrustáceos no zooplâncton. Portanto, é plausível considerar que estes organismos estavam dominando o ambiente marinho a despeito dos seus concorrentes diretos, os dinoflagelados heterotróficos. Ambos competiriam pela predação do fitoplâncton, especialmente das diatomáceas (Roman & Gauzens, 1997).

O percentual de *Impagidinium* apresentou valor acima da sua média geral somente na amostra do topo (0,10 m), único nível que se situa no Holoceno, conforme a datação de Tokutake (2005). Portanto, a maior representatividade dessa espécie oceânica poderia corresponder ao único sinal de elevação do nível marinho decorrente da deglaciação que marcou período. Contudo, quanto aos outros palinomorfos e parâmetros, a amostra assemelhou-se muito às demais do intervalo a que pertence. Isso mostra que, neste estudo, o período holocênico está representado apenas por uma única amostra que não evidenciou, em

seu registro, a grande mudança climática ocorrida na passagem do Pleistoceno para o Holoceno.

4.6 Integração dos dados

A figura 14 apresenta a correlação dos intervalos do presente estudo com as biozonas de foraminíferos planctônicos de Kowsmann & Vicalvi (2003, *apud* Tokutake & Toledo, 2007), com os intervalos bioestratigráficos de nanofósseis calcários estabelecidos por Tokutake & Toledo (2007) e também com os estágios isotópicos de oxigênio inferidos por esses mesmos autores para o testemunho GL-451. Tokutake & Toledo (2007) fizeram uso da bioestratigrafia de nanofósseis conforme Antunes (1994), e dos estágios isotópicos conforme Emiliani (1955). Já Kowsmann & Vicalvi (2003, *apud* Tokutake & Toledo, 2007) basearam seu biozoneamento de foraminíferos no trabalho de Ericsson & Wollin (1968).

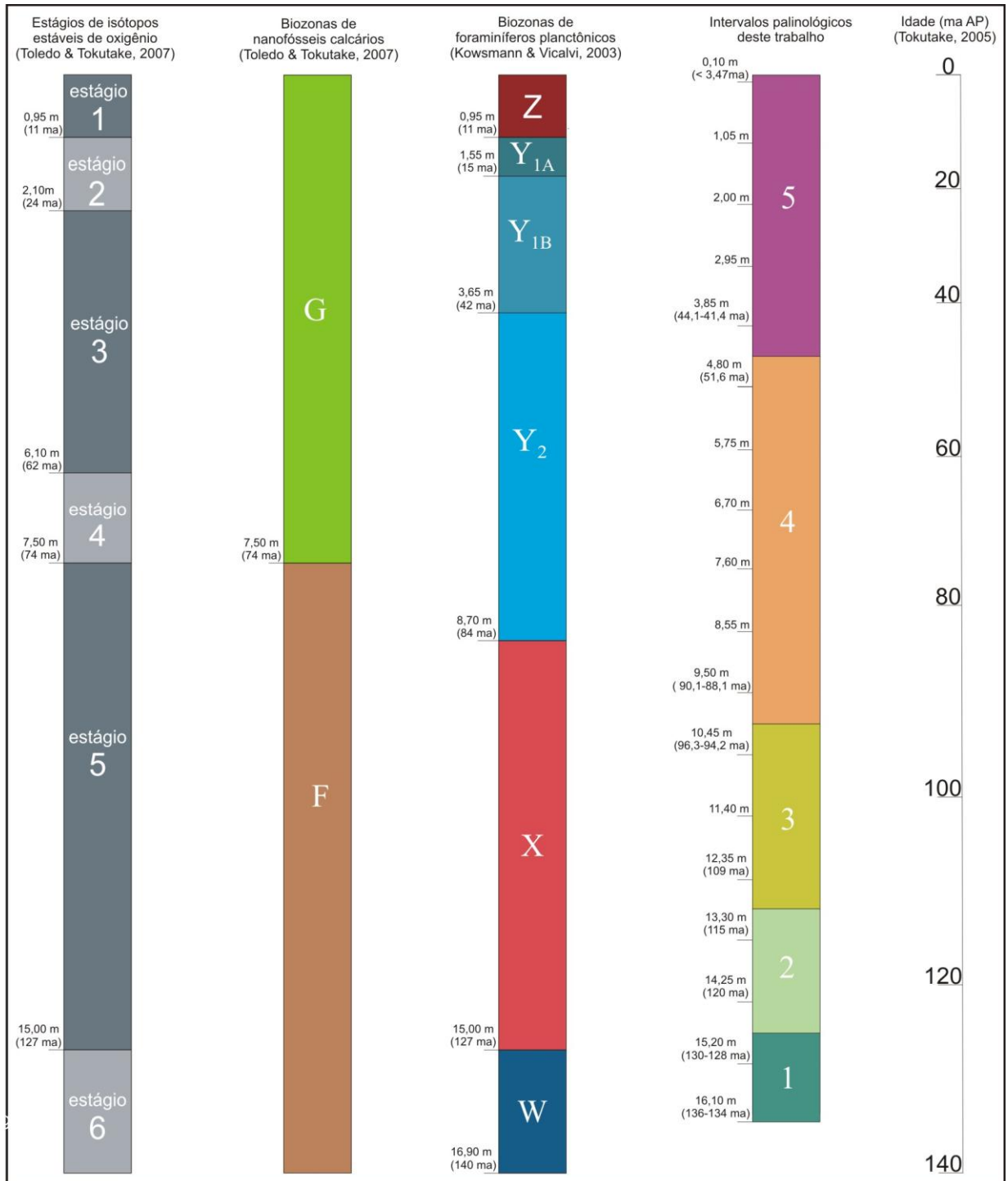


Figura 14. Correlação dos diferentes dados levantados para o testemunho GL-451: estágios isotópicos de oxigênio, biozonas de foraminíferos plânctônicos, biozonas de nanofósseis calcários e intervalos palinológicos do atual estudo (adaptado de Tokutake, 2005 e Tokutake & Toledo, 2007).

Nota-se que a melhor correlação com os dados palinológicos ocorre comparando-os com as fases glaciais e interglaciais inferidas pelas biozonas de foraminíferos planctônicos. A exceção é a fase interglacial da biozona Z, equivalente ao Holoceno, para a qual o estudo não encontrou intervalo correspondente. Quanto aos estágios isotópicos de oxigênio, uma boa correlação com estes acontece entre o intervalo palinológico 1 e o estágio 6 e, de certa forma, entre os intervalos 2 e 3 e o estágio 5.

A correlação mais ajustada, considerando todos os dados levantados para o testemunho GL-451, é vista entre o intervalo 1 deste estudo, a biozona W de foraminíferos e o estágio isotópico de oxigênio 6 de Tokutake & Toledo (2007), os quais indicam uma fase glacial que se estende da base da sequência (140 ma AP) até o nível de 15,00 m (127 ma AP). A biozona W remete a uma glaciação porque, segundo Ericsson & Wollin (1968), não há em seu registro um número relevante do foraminífero *Globorotalia menardii* ou de táxons pertencentes ao seu grupo, todos indicadores de clima quente. O estágio isotópico de oxigênio 6, assim como todos os outros estágios pares, representa um período de predomínio de ^{18}O sobre o isótopo ^{16}O , devido a retenção desse último nas geleiras (Emiliani, 1955; Toledo, 2000). O intervalo 1, revelado pelos dinoflagelados e palinórfos associados, foi definido como glacial por causa principalmente das altas porcentagens de dinocistos heterotróficos e palinórfos continentais. Como a última amostra deste intervalo situava-se a 15,20 m de profundidade, ele se enquadra completamente dentro da biozona W e do estágio 6.

Consequentemente a esta excelente correlação dos dados quanto à primeira glaciação registrada para o testemunho, o início da fase interglacial seguinte mostra coincidência entre os estudos de palinologia, de foraminíferos e de estágios isotópicos de oxigênio. Os intervalos 2 e 3 do presente estudo, os quais sugeriram um episódio de aquecimento pelo aumento na diversidade e abundância de dinocistos autotróficos, situam-se estratigraficamente nos inícios da biozona X e do estágio isotópico 5 (15 m; 127 ma AP). A biozona X é evidenciada pela grande representatividade de foraminíferos do grupo de *G. globorotalia*, e seu término está delimitado na profundidade de 8,70 m (84 ma AP). Já o estágio isotópico 5, assim como os demais estágios ímpares, corresponde a fases de menor concentração de ^{18}O na coluna d'água, quando o isótopo ^{16}O desprende-se das camadas de gelo durante uma deglaciação. Este estágio acaba, conforme Tokutake & Toledo (2007), na amostra situada a 7,50 m. Portanto, o fim do intervalo interglacial 3 não é coincidente com o fim da biozona X e muito menos com o fim do estágio 5, porque estendeu-se somente até a amostra de 10,45 m. Isso permite concluir que a fase melhor caracterizada como interglacial, segundo as informações extraídas dos

palinomorfos, está entre 96,3 a 88,1 ma AP; ou seja, no mínimo, 4,1 ma antes do que o inferido por foraminíferos e 14,1 ma antes do que o registrado pelos estágios isotópicos de oxigênio. Em termos de profundidade, a diferença entre o atual estudo e o de Kowsmann & Vicalvi (2003, *apud* Tokutake & Toledo, 2007), com o qual melhor se correlaciona, foi de apenas 0,5 m para o registro deste episódio interglacial. Suguio (2001) afirmou que diferenças bioestratigráficas entre microfósseis tão distintos podem ocorrer porque cada grupo de organismos apresenta uma particular resposta frente às alterações paleoambientais. Todavia, as discordâncias podem ser também devido às amostragens que não foram exatamente as mesmas para os dois estudos (as profundidades analisadas não foram idênticas).

O intervalo palinológico 4, iniciado em 9,50 m (90,1 a 84,1 ma), está compreendido no fim da biozona interglacial X e em grande parte da biozona glacial Y₂, até o nível de 4,80 m (51,60 ma AP). Este intervalo foi caracterizado como representativo do início de um resfriamento glacial e da conseqüente descida do nível do mar na localidade estudada. Por esta razão, faz sentido estar situado entre o fim de uma biozona interglacial inferida por foraminíferos e o começo de outra considerada como fase de glaciação.

O intervalo 5 deste trabalho pareceu registrar um evento glacial já bem estabelecido e intenso devido ao alto índice de dominância do dinocisto mais cosmopolita (*O. centrocarpum*) e a diminuta porcentagem de táxons tropicais. Portanto, não surpreende o fato de o começo de tal intervalo (3,85 m; 44 - 41,4 ma AP) provavelmente coincidir com o início da biozona Y₁ (3,65 m; 42 ma), a qual é marcada pela ausência do foraminífero *Pulleniatina obliquiloculata*. Este táxon torna-se abundante em águas quentes, mas também persiste, até certo ponto, em períodos de resfriamento, sendo frequentemente utilizado como indicador paleoambiental (Jian *et al.*, 2000). A não ocorrência de *P. obliquiloculata* na subzona Y₁ pode estar associada ao Último Máximo Glacial (UMG), cuja idade é estimada entre 25 a 18 ma AP (Roberts, 1998). Durante este evento, as temperaturas da superfície marinha provavelmente baixaram a níveis intoleráveis para esta espécie. Isso condiz e correlaciona-se com o amplo domínio de *O. centrocarpum* nas assembleias de dinoflagelados durante este período.

A subzona Y₁ foi subdividida por Kowsmann & Vicalvi (2003, *apud* Tokutake & Toledo) em Y_{1A} (3,65 - 1,55 m; 42 - 15 ma AP) e Y_{1B} (1,55 - 0,95 m; 15 - 11 ma AP), devido ao reaparecimento de *P. obliquiloculata*. Contudo o significado paleoecológico deste fato, que talvez represente um breve aquecimento, não teve reflexo no registro dos palinomorfos. As assembleias de palinomorfos continuaram sendo dominadas amplamente por *O. centrocarpum* tanto no período compreendido pela subzona Y_{1A} quanto naquele correspondente a Y_{1B}.

Apesar da correlação com os foraminíferos ter sido considerada boa, a biozona interglacial Z (0,95 - 0,0 m; a partir de 11 ma AP), correspondente ao Holoceno, que deveria estar representada na amostra de 0,10 m deste estudo (< 3,47 ma AP), não encontrou correspondência nos resultados palinológicos. A razão para isso pode estar justamente no fato de o Holoceno ter sido subestimado por apenas uma amostra, a qual não seria realmente representativa do paleoambiente predominante nesses tempos. Talvez se mais amostragens acima de 0,95 m fossem analisadas, a análise palinológica poderia revelar uma resposta dos dinoflagelados condizente com o clima do Holoceno.

Os estágios isotópicos 2, 3 e 4 podem ser considerados como representando, em conjunto, uma única glaciação, visto que o avanço glacial do estágio 4 foi um tanto breve e não houve uma completa deglaciação durante o estágio 3 (Schackleton & Opedyke, 1973, *apud* Toledo 2000). Nesse caso, é coerente que estes estágios estejam registrados nos níveis compreendidos pelos intervalos palinológicos 4 e 5, os quais foram interpretados como glaciais.

Quanto à bioestratigrafia de nanofósseis calcários, o limite dos intervalos F e G foi estabelecido por Tokutake & Toledo (2007) na profundidade de 7,50 m do testemunho GL-451, coincidente com o início do estágio isotópico 4 (74 ma AP). Os autores afirmam que, em termos de paleoecologia, o aspecto mais relevante desse limite foi o registro de uma maior quantidade de nutrientes a partir da passagem para o intervalo bioestratigráfico G, o que foi revelado pela análise de isótopos de carbono. Correlacionando o marco inicial da biozona G com as alterações nas assembleias palinológicas do presente estudo, verificou-se que ele coincide com o gradual aumento nas porcentagens de *O. centrocarpum* até a completa dominância desse táxon. Oliveira (2003) afirmou que *O. centrocarpum* domina em locais onde nutrientes suspensos na coluna d'água estão em abundância, dificultando a penetração da luz solar. Essa condição é inóspita para a grande maioria dos dinoflagelados fotossintetizantes, mas não para essa espécie oportunista e com ampla tolerância ambiental.

5 CONCLUSÕES

A boa recuperação de dinocistos das amostras sedimentares datadas no Quaternário confirmou o método palinológico por peneiramento total proposto por Oliveira (2003) e Oliveira *et al.* (2004) como o melhor para este fim. A observação, principalmente através da microscopia por fluorescência, revelou que as amostras continham um excelente registro fóssil desses organismos, suficiente para inferências paleoambientais.

A análise qualitativa resultou no reconhecimento de oito grupos de dinoflagelados, dos quais um reuniu todas as formas heterotróficas, dois foram classificados somente em nível de gênero e cinco foram identificados especificamente. Além disso, cinco grupos de outros palinomorfos também foram considerados e segregados em continentais (esporos e algas de água doce) e marinhos (escolecodontes, ovos de copépodes e palinoforaminíferos). Apesar de o estudo ter sido focado em poucos táxons de dinoflagelados, trabalhou-se com os gêneros e espécies mais utilizados como indicadores paleoecológicos do Quaternário. Graças a isso, foi possível associar as alterações nas assembleias com os ciclos glaciais e interglaciais que marcaram o período.

O resultado do agrupamento pelo modo-Q apresentou cinco principais intervalos, compostos pelas amostras mais similares entre si, respeitando-se a ordem estratigráfica da sequência sedimentar. Cada um desses intervalos foi bem caracterizado segundo a representatividade de cada táxon ou grupo de palinomorfos e conforme os seguintes parâmetros: razão de elementos continentais por elementos marinhos (C/M), razão de dinocistos heterotróficos por dinocistos autotróficos (H/A), índice de dominância e índice de diversidade (ambos referentes aos dinoflagelados apenas).

O intervalo 1 foi marcado pelas elevadas porcentagens de dinoflagelados heterotróficos e de elementos continentais (esporos e algas *Pediastrum*), refletindo nas altas razões H/A e C/M, respectivamente. Por este motivo, ele foi definido como representativo de uma glaciação e de um nível do mar baixo, a ponto de o local amostrado situar-se provavelmente em uma zona mais costeira.

O intervalo 2 apresentou-se bem diferenciado em relação ao anterior, com o predomínio do gênero *Spiniferites* na assembleia e o aparecimento de táxons antes não presentes (*C. utinensis*, *Impagidinium spp.*, *N. labyrinthus* e *T. vancampoae*). Essa alteração

foi interpretada como sendo causada pelo início de uma fase de aquecimento interglacial e a consequente transgressão marinha, haja vista o caráter nerítico de *Spiniferites* spp.

No intervalo 3, a tendência de aumento nas temperaturas pareceu ter se confirmado, pois as espécies tropicais e os táxons com afinidade à zona oceânica encontraram-se com suas maiores porcentagens para o testemunho. Um clima mais quente e um ambiente marinho de talude foram inferidos para o período que esse intervalo compreendeu.

O intervalo 4, por sua vez, foi caracterizado principalmente pelo retorno de uma assembleia dominada por *Spiniferites* spp., pelas reduções na maioria dos táxons e o decréscimo da diversidade, parâmetro que, até então, estava em ascensão gradual. Tudo isso foi considerado como evidência de uma nova glaciação, ocasionando a regressão marinha até uma condição novamente nerítica.

O intervalo 5 teve como principais aspectos a grande dominância de *O. centrocarpum* e o mais baixo índice de diversidade da sequência inteira. Como o táxon em questão costuma dominar ambientes de frio extremo e de outras condições inóspitas, como a baixa penetração de luz, inferiu-se que seu comportamento neste intervalo seria condizente com a última glaciação e o UMG.

A integração dos dados palinológicos com as informações quimioestratigráficas (isótopos estáveis de oxigênio) e bioestratigráficas (nanofósseis e foraminíferos) já levantadas para o mesmo testemunho mostrou que a melhor correlação ocorre entre os intervalos deste estudo e as biozonas de foraminíferos planctônicos de Kowsmann & Vicalvi (2003, *apud* Tokutake & Toledo, 2007). Tais biozonas equivalem aos episódios glaciais e interglaciais do Quaternário tardio e encontraram, de forma geral, correspondência nas alterações ocorridas nas assembleias de dinoflagelados e palinomorfos associados. Quanto ao biozoneamento por nanofósseis calcários, o início da biozona G, caracterizada por um maior registro de nutrientes, coincide com o gradual aumento de *O. centrocarpum*, descrito como capaz de explorar águas com altas taxas de substâncias suspensas.

Por fim, conclui-se que o presente estudo pôde reafirmar o grande potencial da Bacia de Campos para estudos de dinocistos do Quaternário, bem como corroborar o fato já conhecido desses microfósseis serem excelentes ferramentas para reconstruções paleoambientais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANTUNES, R.L. 1994. Bioestratigrafia dos nanofósseis quaternários da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8 (2/4): 295-313.
- ARAI, M. & LANA, C.C. 2004. Dinoflagelados. In: Carvalho (ed.) 2004. **Paleontologia**. Rio de Janeiro: Interciência, cap. 22, p. 327-350.
- ARMSTRONG, H.A. & BRASIER, M.D. 2005. **Microfossils**. Oxford: Blackwell, 2ª ed., 296 p.
- BARTH, O.M.; COELHO, L.G. & SANTOS, D.S. Análises Palinológicas inferindo variações ambientais em área de Mangue da Baía de Sepetiba, Estado do Rio de Janeiro. *Revista da Gestão Costeira Integrada*. No prelo.
- BICUDO, C.E. de M. & MENEZES, M. 2006. **Gêneros de algas de águas continentais do Brasil**. São Paulo: Editora Rima, 508 p.
- BRINKHUIS, H. 1994. Late Eocene to Early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type area (northeast Italy): biostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107: 121-163.
- BROWN, C.A. 2008. **Palynological Techniques**. Dallas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 2ª ed., 137 p.
- BURROUGHS, W.J. 1999. **The climate revealed**. Nova Iorque: Cambridge University Press, 192 p.
- CADDAH, L.F.G., KOWSMANN, R.O. & VIANA, A.R. 1998. Slope sedimentary facies associated with Pleistocene and Holocene sea-level changes, Campos Basin, southeast Brazilian Margin. *Sedimentary Geology*, 115 (1998) 159-174.
- CARVALHO, M. de A. 1996. Estudo paleoecológico e paleoclimático, com base em palinologia, aplicado em sedimentos pleistocênicos e pliocênicos da bacia da foz do Amazonas. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, 146 p.
- CHARLETTA, A.C. & BOYER, P.S. 1974. Scolecodonts from Cretaceous greensand of the New Jersey coastal plain. *Micropaleontology*, 20(3): 354-366.
- CHATEAUNEUF, J.J. & REYRE, Y. 1974. **Elements of palynology - Geological applications**. Genebra: Graduate Course in Earth Sciences, 345 p.
- DALE, B. 1996. Dinoflagellate cyst ecology: modeling and geological applications. In: Jansonious, J. & McGregor, D.C. (ed.) 2006. **Palynology: principles and applications**. Salt Lake City: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, vol. 3, cap. 31, p. 1249-1275.
- DODGE, J.D. 1982. **Marine Dinoflagellates of the British Isles**. Londres: Her Majesty's Stationary Office, 303 p.

- DUTRA, T.L. 2004. Paleoeologia. In: Carvalho, I. de S. (ed.) 2004. **Paleontologia**. Rio de Janeiro: Interciência, cap. 15, p. 235-243.
- EMILIANI, C. 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63: 538-578.
- ERICSON, D.B. & WOLLIN, G. 1968. Pleistocene Climates and Chronology in Deep-Sea Sediments. *Science*, 162: 1227-1234.
- ERIKSSON, M.E.; BERGMAN, C.F. & JEPSSON, L. 2004. Silurian scolecodonts. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 131: 269-300.
- EVITT, W.R. 1985. **Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation**. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 333 p.
- FENSOME, R.A.; TAYLOR, F.J.R.; NORRIS, G.; SARJEANT, W.A.S.; WHARTON D.I. & WILLIAMS, G.L. 1993. A classification living and fossil dinoflagellates. *Micropaleontology*, Special Publication, n°7, 351 p.
- FENSOME, R.A.; RIDING, J.B. & TAYLOR, F.J.R., 1996. Chapter 6: Dinoflagellates. In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.). **Palynology: principles and applications**. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 107-169.
- FENSOME, R.A. & WILLIAMS, G.L. 2005. Scotian Margin PalyAtlas: Version 1. Geological Survey of Canada, Open File 4677, 1 CD-ROM.
- FREITAS, A.D. de. 2005. Reconstrução paleoclimática com base em sedimentos pleistocênicos-holocênicos do talude continental brasileiro da Bacia de Campos, RJ. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, 126 p.
- FREITAS, A.D. de & CARVALHO, M. de A. 2011. Esporos e frutificações de fungos holocênicos de testemunho da Lagoa da Ferradura (Armação dos Búzios, Rio de Janeiro, Brasil). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 14(2):179-188.
- GIBBARD, P.L. & HEAD M.J. 2009. The Definition of the Quaternary System/Era and Pleistocene Series/Epoch. *Quaternarie*, 20(2): 125–133.
- HARLAND, R. 1983. Distribution maps of recent dinoflagellate cyst in bottom sediments from the North Atlantic Ocean. *Paleontology*, 26: 321-387.
- HARLAND, R. 1994. Dinoflagellate cysts from the glacial/postglacial transition in the northeast Atlantic Ocean. *Paleontology*, 37 (2): 263-283.
- HARLAND, R. & PUDSEY, C.J. 2002. Protoperidiniacean dinoflagellate cyst taxa from the Upper Miocene of ODP Leg 178, Antarctic Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 120: 263-284.
- JIAN, Z.; WANG, P.; SAITO, Y.; WANG, J.; PFLAUMANN, U.; OBA, T. & CHENG, X. 2000. Holocene variability of the Kuroshio Current in the Okinawa Trough, northwestern Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 184: 305-319.
- JUMARS, P.A. 1993. **Concepts in Biological Oceanography**. New York: Oxford University Press, 348 p.

- LANA, C.C. 1997. Palinologia e estratigrafia integrada da seção Cenomaniano Médio-Turoniano Inferior da porção centro leste da Bacia Potiguar, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, 2 vols., 314 p.
- LONDEIX, L.; HERREYRE Y.; TURON J. & FLETCHER, W. 2009. Last Glacial to Holocene hydrology of the Marmara Sea inferred from a dinoflagellate cyst record. *Review of Paleobotany and Palynology*, 158: 52-71.
- LORSCHUITTER, M.L. 1984. Palinologia de sedimentos quaternários do Cone de Rio Grande, Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, 270 p.
- MARTIN, L.; MÖRNER, N.A.; FLEXOR, J.M. & SUGUIO, K. 1982. **Reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 154 p.
- MATSUOKA, K. 1983. Late Cenozoic dinoflagellates and acritarchs in the Nigata district, central Japan. *Paleontographica, Abteilung B*, 187: 89-154.
- MATSUOKA, K.; MCMINN, A. & WRENN, J.H. 1997. Restudy of the holotype of *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson) Wall (Dinophyceae) from the Miocene of Australia, and the taxonomy of related species. *Palynology*, 21: 19-33.
- MEYER, K.E.B. 2004. Mudanças ambientais nas Lagoas dos Quadros e Itapeva, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, com base em análises de palinofáceis e dados palinológicos. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, 191 p.
- MOUNTAIN, G.S., MILLER, K.G. & BLUM, P. 1994. Site 903, Shipboard Scientific Party. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 150: 129-206.
- MUDIE P.J. & HARLAND, R. 1996. Aquatic Quaternary. In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.) 1996. **Palynology: principles and applications**. Salt Lake City: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, vol. 2, cap. 21, p. 843-877.
- NIEUWENHOVE, N.V.; BAUCH, H.A. & MATTHIESSEN, J. 2008. Last glacial surface water conditions in the eastern Nordic Seas inferred from dinocyst and foraminiferal assemblages. *Marine Micropaleontology*, 66: 247-263.
- NILSSON, T. 1983. **The Pleistocene: geology and life in the quaternary Ice Age**. Dordrecht, Holland: D. Reidel, 651p.
- NOVA, F. de A.M.V.; TEDESCHI, L.R.; NASCIMENTO, M.C. & CORRÊA, R.P. 2008. Geologia e sistema petrolífero da Bacia de Campos. In: **Série Geologia do Petróleo – Bacias Sedimentares Brasileiras**, Rio de Janeiro: Petrobras, p. 51-52.
- OLIVEIRA, A.D. de, 2003. Reconstrução Paleoambiental com base nas assembleias de dinoflagelados presentes nos sedimentos do Holoceno e Pleistoceno do talude continental da Bacia de Campos, RJ-Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, 198 p.
- OLIVEIRA, A.D.; MENDONÇA FILHO, J.G.; CARVALHO, M.A.; MENEZES, T.R.; LANA, C.C. & BRENNER, W.W. 2004. Novo método de preparação palinológica

- para aumentar a recuperação de dinoflagelados. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7(2): 169-175.
- PEDRÃO, E. & CARVALHO, M.A. 2002. Os fósseis da bacia de Sergipe-Alagoas – Palinoforaminíferos. *Informativo da Fundação Paleontológica Phoenix*, ano 4, nº 38.
- PIASECKI, S. 2003. Neogene dinoflagellate cysts from Davis Strait, offshore West Greenland. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 1075-1088.
- POWELL, A.J.; DODGE, J.D. & LEWIS, J. 1990. Late Neogene to Pleistocene palynological fácies of the Peruvian continental margin upwelling, LEG 112. *Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results*, 112: 297-321.
- REGALI, M. da S.P. 1981. Tertiary scolecodont assemblages of the Maranhão continental shelf, northeast Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 34:237-246.
- ROBERTS, N. 1998. **The Holocene – An Environmental History**. Malden: Blackwell, 2ª ed., 316 p.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. & SANTOS, P.R. dos. 2000. Ação geológica do gelo. In: Teixeira, W.; Toledo, M.C.M. de; Fairchild, T.R. & Taioli, F. 2000. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 215-246.
- RODRIGUES, R. 2005. Chemostratigraphy. In: KOUTSOUKOS, E. (ed.). **Applied Stratigraphy**. Amsterdam: Springer, Topics in Global Geobiology, p. 165-178.
- ROMAN, M.R. & GAUZENS A.L. 1997. Copepod Grazing in the Equatorial Pacific. *Limnology and Oceanography*, 42 (4): 623-634.
- ROSSIGNOL, M. 1964. Hystrichosphères du Quaternaire en Méditerranée orientale, dans les sédiments Pléistocènes et les boues marines actuelles. *Revue de Micropaléontologie*, 7(2): 83-99.
- SALGADO-LABOURIAU, M.L. 1994. **Histórica ecológica da Terra**. São Paulo: Edgard Blucher, 307 p.
- SARJEANT, W.A.S. 1985. A restudy of some dinoflagellate cyst holotypes in the University of Kiel collections: VI. Late Cretaceous dinoflagellate cysts and other palynomorphs in the Otto Wetzel collection. *Meyniana*, 37: 129-185.
- SCHMIEGELOW, J.M.M. 2004. **O planeta azul: uma introdução às ciências marinhas**. Rio de Janeiro: Interciência, 202 p.
- SOUZA, C.R. de G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M. dos S. & OLIVEIRA, P.E. de (eds.). 2005. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Editora Holos, 382 p.
- SPECTOR, D.L. 1984. Dinoflagellates An Introduction. In: Spector D.L. (ed.), 1984. **Dinoflagellates**. Department of Pharmacology Baylor College of Medicine Texas Medical Center Houston, Texas Academic Press, cap. 1, p. 1-14.
- STOVER, L.E.; BRINKHUIS, H.; DAMASSA, S.P.; DE VERTEUIL, L.; HELBY, R.J.; MONTEIL, E.; PARTRIDGE, A.D.; POWELL, A.J.; RIDING, J.B.; SMELRON, M. & WILLIAMS, G.L. 1996. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and parasinophytes. In: Jansonius, J. & Mcgregor, D.C. (eds.) 1996. **Palynology**:

Principles and Applications. Salt Lake City: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 2, p. 641-750.

SUGUIO, K. 2001. **Geologia do quaternário e mudanças ambientais: passado + presente.** São Paulo: Paulo's Editora, 366 p.

TAYLOR, F. J.R. 1987. **The Biology of the Dinoflagellates.** Oxford: Blackwell, 785 p.

TOLEDO, F.A.L. 2000. Variações paleoceanográficas nos últimos 30.000 anos no oeste do Atlântico Sul: isótopos de oxigênio, assembleias de foraminíferos plantônicos e nanofósseis calcários. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, 245 p.

TOKUTAKE, L.R. 2005. Bioestratigrafia de nanofósseis calcários e estratigrafia de isótopos (C e O) do talude médio, Quaternário, porção N da Bacia de Campos, ES. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, 110 p.

TOKUTAKE, L.R. & TOLEDO, F.A.L., 2007. Bioestratigrafia de Nanofósseis Calcários e Estratigrafia de Isótopos (C e O) do Talude Médio, Quaternário, Porção Norte da Bacia de Campos, Brasil. **Paleontologia: Cenários da Vida**, p. 395-410.

TRAVERSE, A., 2007. **Paleopalynology.** Dordrecht: Springer, 2ª ed., 813 p.

VERNAL, A. de; EYNAUD, F.; HENRY, M.; HILLAIRE-MARCEL, C.; LONDEIX, L.; MANGIN, S.; MATTHIESSEN, J.; MARRET, F.; RADI, T.; ROCHON, A.; SOLIGNAC, S. & TURON, J-L. 2005. Reconstruction of sea-level conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quaternary Science Review*, 24: 897-924.

VIANA, A.R.; FAUGÈRES, J.C.; KOWSMANN, R.O.; LIMA, J.A.M.; L.F.G. CADDAH & J.G. RIZZO. 1998. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, 115: 133-157.

VICALVI, M.A., 1997. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático dos sedimentos do Quaternário Superior do talude da bacia de campos, RJ, Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 11: 132-165.

WALKER, M.; JOHNSEN, S.; RASMUSSEN, S.O.; POPP, T.; STEFFENSEN, J.P.; GIBBARD, P.; HOEK, W.; LOWE, J.; ANDREWS, J.; BJORCK, S.; CWYNAR, L.C.; HUGHEN, K.; KERSHAW, P.; KROMER, B.; LITT, T.; LOWE, D.J.; NAKAGAWA, T.; NEWNHAM, R. & SCHWANDER, J. 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24 (1) 3-17.

WALL, D. 1967. Fossil Microplankton in deep-sea cores from the Caribbean Sea. *Paleontology*, 10(1): 95-123.

WALL, D. & DALE, B. 1970. Living hystriochosphaerid dinoflagellate spores from Bermuda and Puerto Rico. *Micropaleontology*, 16(1): 47-58.

- WALL, D.; DALE, B; LOHMANN, G.P. & SMITH, W.K. 1977. The environment and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology*, 2: 121-200.
- WHITMAN, W. 2006. Idades do gelo: a glaciação pleistocênica. In: PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J. & JORDAN, T. H. 2006. **Para entender a Terra**. Porto Alegre: Bookman, 4ª ed., cap. 16, p. 408-415.
- WINTER, W.R.; JAHNERT, R.J. & FRANÇA, A.B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras – cartas estratigráficas*, 15(2): 511-529.