

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Marcella Andrade de Oliveira

**ANÁLISE PALINOLÓGICA, BIOESTRATIGRÁFICA
E PALEOAMBIENTAL DOS SEDIMENTOS
MAASTRICHTIANOS/ PALEOCENOS DA BACIA DA
PARAÍBA.**

Dissertação de Mestrado
2011

MARCELLA ANDRADE DE OLIVEIRA
Biólogo, Universidade Federal de Sergipe, 2007

ANÁLISE PALINOLÓGICA, BIOESTRATIGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL DOS
SEDIMENTOS MAASTRICHTIANOS/ PALEOCENOS DA BACIA DA PARAÍBA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Mário de Lima Filho, e co-orientada pelo MSc. Paulo Roberto Silva Santos em preenchimento parcial dos requisitos para obter o grau de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental.

RECIFE, PE
2011

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

O48a Oliveira, Marcella Andrade de.
Análise palinológica, bioestratigráfica e paleoambiental dos sedimentos Maastrichtianos/Paleocenos da Bacia da Paraíba / Marcella Andrade de Oliveira. - Recife: O Autor, 2011.
xi,121 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Mário de Lima Filho.
Co-Orientador: Prof. MSc. Paulo Roberto Silva Santos.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2011.
Inclui Referências Bibliográficas e Anexos.

1. Geociências. 2. Palinologia. 3. Bacia da Paraíba. 4. Bioestratigrafia. 5. Estratigrafia de Seqüências. 6. Limite Cretáceo-Terciário (K-T). 7. Paleoecologia. I. Lima Filho, Mário. II. Santos, Paulo Roberto Silva. III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2011-108

**"ANÁLISE PALINOLÓGICA, BIOESTRATIGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL DOS
SEDIMENTOS MAASTRICHTIANOS/PALEOCENOS DA BACIA DA PARAÍBA".**

Marcella Andrade de Oliveira

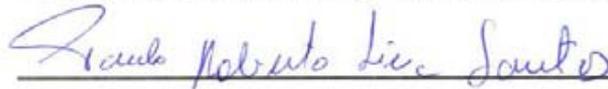
Aprovada:



Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho 31/01/2011



Prof. Dr. Marcelo de Araújo Carvalho 31/01/2011



Geol. Paulo Roberto Santos Silva 31/01/2011

Dedico este trabalho a
razão de tudo: minha filha
Maria Clara

“Numa ciência histórica, não há meios de se chegar à verdade absoluta, mas somente à verdade tal qual a pesquisa nos revela. Para progredir nela, precisamos confiar naquilo que aprendemos e estar dispostos a mudar nossas conclusões à luz de novas evidências.”

Kremp, 1967

AGRADECIMENTOS

Inicialmente agradeço a PETROBRAS/UO-SEAL, nas pessoas do gerente geral Eugênio Dezen e gerentes Sérgio Luciano e James Victor por terem proporcionado as condições necessárias para o desenvolvimento deste trabalho. A toda equipe do setor de Estratigrafia e Sedimentologia: geólogos Paulo Galm, Maria Rosilene Ferreira, Carol Coutinho e ao funcionário Carlos Krempel.

Ao programa de desenvolvimento de recursos humanos PRH ANP/FINEP/UFPE pela concessão da bolsa e apoio logístico concedido através do programa PRH-26, a partir dos quais foi possível a realização da presente dissertação.

Ao Museu Nacional do Rio de Janeiro, em nome do Dr. Marcelo Carvalho, minha sincera gratidão pelas sugestões, apoio e valiosas discussões sobre os palinóforos.

Ao Dr. Mário de Lima Filho e ao MSc. Paulo Roberto pela amizade, orientação e pelos valiosos conhecimentos a mim transmitidos ao longo desses dois anos.

A Dra. Elisabete Pedrão, pelas sugestões e críticas, que muito acrescentaram nesta pesquisa.

A toda equipe do LAGESE, em especial a Dra. Sonia Agostinho, por todo apoio e amizade e ao Dr. Antônio Barbosa pela orientação em assuntos relacionados à geologia da bacia.

À Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da UFPE, onde fui sempre bem recebida, em especial a Elisabeth Galdino.

Aos amigos Flávia Teles, Alan Bernardes e Verônica Viana, que muito contribuíram para a concretização deste projeto.

A todos os meus familiares, especialmente a Gleide, José Benedito, Wendell, Marck Clarck, Auxiliadora, Sheyla, Ricardo, Mardem, Marcone (*in memoriam*), Lis, Wagner e minha querida avó Nazaré (*in memoriam*), pela contribuição e incentivo. A pequena Maria Clara, que, mesmo sem saber, teve de fazer sacrifícios e concessões enquanto estava crescendo. Ao meu marido Antônio Autran, pelo encorajamento e paciência durante esse processo, tornando essa jornada mais leve.

Aos meus pais Aldo e Esmeralda e meu irmão Tássio, pela dedicação e confiança, em especial, a minha mãe que foi importante demais em todas as etapas e lutou junto comigo para a conquista dessa grande vitória em minha vida. **MUITO OBRIGADA!**

APRESENTAÇÃO

A presente dissertação traz uma abordagem acerca do estudo palinoestratigráfico e paleoambiental da seção Maastrichtiano/Paleoceno da bacia da Paraíba, representada pelos afloramentos Nassau, Poty, Cimepar, Cipasa, São Clemente e Cigra. Esta pesquisa foi financiada através da bolsa de estudos concedida pelo programa de recursos humanos (PRH), da Agência Nacional do Petróleo (ANP), através do convênio FINEP/UFPE. Este trabalho foi desenvolvido com o apoio da Petrobrás S.A, através da UO-SEAL/EXP, a qual disponibilizou os recursos materiais e humanos necessários para a coleta e interpretação dos dados.

A caracterização palinológica dos afloramentos estudados foi realizada a fim de datar as camadas de rocha, bem como inferir o paleambiente de sedimentação e os eventos ocorridos ao longo da evolução sedimentar da bacia da Paraíba.

A passagem K/T apresenta-se como um tema bastante controverso e discutido no meio científico, constituindo-se numa seção restrita a alguns afloramentos espalhados pelo mundo, sendo a bacia da Paraíba, uma referência para o Brasil e toda a América do Sul.

Nesse contexto, este estudo mostra-se como uma importante contribuição, quando vêm complementar as pesquisas realizadas até então para a seção analisada, considerando-se que esta dissertação tem como objetos de análise afloramentos ainda não estudados quanto à Palinologia, e pouco explorados quanto a Paleontologia em geral.

RESUMO

Este trabalho apresenta os resultados integrados dos estudos bioestratigráfico, paleoecológico e paleoambiental com base em palinomorfos, tendo como objeto de pesquisa oito afloramentos de uma seção carbonática. Estas rochas são exploradas com finalidade comerciais pelas pedreiras Nassau, Poty, Cipasa, Zebu, Cimepar-CD, Cigra, Engenho Garapu e São Clemente, correspondentes as Formações Gramame (Maastrichtiano) e Maria Farinha (Paleoceno), essa última presente apenas na porção mais superior da pedreira Poty. Estes afloramentos estão localizados entre as cidades de Recife e João Pessoa, na bacia da Paraíba, nordeste do Brasil.

O principal objetivo da presente dissertação é caracterizar palinologicamente os afloramentos em análise, reconhecer as biozonas e interpretar os paleoambientes de sedimentação, evidenciando o limite Cretáceo/Terciário (K/T), a única seção aflorante no Brasil.

Foram analisadas 85 amostras, de forma que cada uma representa um ciclo de *mudstone e mudstones shally*, em camadas com litologias específicas, possuidoras de maior conteúdo orgânico, onde é mais provável a obtenção destes fósseis. A partir das análises palinológicas efetuadas em cada afloramento foram determinadas as associações predominantes em cada seção estudada e o reconhecimento das principais formas guias. Além da análise palinológica clássica foram efetuados estudos relativos à abundância, diversidade, equitabilidade, dominância, análise de agrupamento e relações estatísticas entre estes elementos palinológicos.

A partir da palinoestratigrafia, foram identificadas para a Formação Gramame a Superzona *Crassitricolporites brasiliensis* P-450, Zona *Tricornites elongatus* P-470 (Regali *et al*, 1974c) e Zona *Proteacidites longispinosum*, P-480 (Regali *et al*, 1974c). (Regali *et al*, 1974c), correspondentes ao Maastrichtiano. No Paleoceno, foram reconhecidas a Superzona *Proxapertites operculatus* P-500 (Regali *et al*, 1974c) e a Zona *Hystrichosphaeridium caiobensis* PP-510.

No limite K/T, no contato entre as Formações Gramame e Maria Farinha, cerca de 30% da população total das espécies de dinoflagelados sofreram extinção, sugerindo que, de forma geral, os dinoflagelados parecem não terem sido significativamente afetados pela redução da diversidade biótica na passagem K/T.

A partir da análise paleocológica com base em alguns parâmetros como abundância, diversidade, dominância, equitabilidade, as razões estatísticas entre os grupos, e associações, foi possível inferir que durante o Maastrichtiano, a bacia da Paraíba, estava submetida a uma fase transgressiva em um ambiente de mar aberto, caracterizado como nerítico externo/batial superior, onde o influxo de terrígenos, em geral, era reduzido. Foram individualizados, a partir da distribuição da diversidade dos palinomorfos e a partir das razões de riqueza específica, os Tratos de Sistema Transgressivo e Mar Alto para a Formação Gramame.

Durante o Paleoceno Inferior, passa a dominar uma fase regressiva e um ambiente nerítico médio, onde se observa um aumento significativo do influxo de terrígenos. Esse aumento relativo na proporção de formas continentais sugere que esta sequência foi depositada ainda num trato de mar alto.

Palavras-chave: *Palinologia, Bacia da Paraíba, Bioestratigrafia, Estratigrafia de Sequências, Limite Cretáceo-Terciário (K-T), Paleoecologia.*

ABSTRACT

This study presents the results of biostratigraphical, paleoecological and paleoenvironmental integrated studies based on palynology. The object of research are eight limestone outcrops: Nassau, Poty, Cipasa, Zebu Cimepar, Cimepar-CD, Cigra, and Engenho Garapu and São Clemente quarries. These outcrops corresponds to Gramame and Maria Farinha formations, Maastrichtian and Paleocene, unites located between Recife and João Pessoa cities, from Pernambuco and Paraíba states, Paraíba basin, northeastern Brazil.

The main purpose of this dissertation is to characterize the palynological outcrops, recognize biozones and makes paleoenvironmental and sedimentological interpretation, in one of the most important boundary of the earth geological record (boundary K / T), the unique outcrop section in Brazil.

85 samples were analyzed. Each one represents a cycle of mudstone and marly mudstones, rich in organic content, which is more likely to obtain these fossils. The palynological analysis conducted in each outcrop shows the predominant associations in each section and the recognition of the important index forms. Besides the classical biostratigraphical analysis were performed studies on the abundance, diversity, evenness, dominance, cluster analysis and statistical relationships between these palynomorphs.

In the Gramame Formation was identified the biozone *Crassitricolporites brasiliensis* P-450 (Regali et al, 1974c), which corresponds to the top of the Maastrichtian. This biozone can be divide in two subzones: *Tricornites elongatus*, P-470 Eomaastrichtiano (Regali et al, 1974c) and *Proteacidites longispinosum*, P-480 (Regali et al, 1974c). In the Paleocene, were recognized the *Echtricolpites communis* (Ferreira, 2004) and *Proxapertites operculatus* P-500 (Regali et al, 1974c) biozones.

In the K / T boundary, the contact between the Maria Farinha and Gramame formations, about 28.8% of the total population of the species of dinoflagellates became

extinct, suggesting that, overall, the dinoflagellates seem to have not been significantly affected by the reduction of biotic diversity in the K / T limit.

From the paleocological analysis based on some parameters such as abundance, diversity, evenness, dominance, the statistical reasons between groups, and associations, was possible to infer that during the Maastrichtian, the Paraíba basin, was possibly subjected a transgressive phase in an open sea environment, characterized as outer neritic / upper bathyal, where the influx of terrigenous in general was low.

During the Paleocene, starts to dominate regressive phase in a middle neritic marine environment, where increases the influx of terrigenous. Based on the distribution of diversity and richness of palynomorphs, the transgressive and the high stand system tracts in Gramame Formation. In Maria Farinha formation a relative increase in the proportion of continental forms suggests that this sequence was deposited in high stand system tracts.

Keywords: Biostratigraphy, Cretaceous-Tertiary Boundary (K-T), Dinoflagellates, Paraíba Basin, Paleocology, Palynology, Sequence Stratigraphy

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	vi
APRESENTAÇÃO	viii
RESUMO	ix
ABSTRACT	xi
LISTA DE FIGURAS	4
LISTA DE TABELAS	7
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	9
I. 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO, OBJETIVO E JUSTIFICATIVA	9
CAPÍTULO II – GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	15
II. 1 - GEOLOGIA REGIONAL	15
II. 2 - GEOLOGIA LOCAL	19
CAPÍTULO III – TRABALHOS ANTERIORES.....	24
CAPÍTULO IV – MATERIAIS UTILIZADOS E METODOLOGIA	26
IV. 1 - COLETA DAS AMOSTRAS	26
IV. 2 - PREPARAÇÕES DAS LÂMINAS PALINOLÓGICAS	26
IV. 3 - ANÁLISE PALINOLÓGICA	27
IV. 4 -ANÁLISES QUALITATIVAS E QUANTITATIVAS	27
IV. 4.1 - <u>Abundância, diversidade, equitabilidade e dominância</u>	28
IV. 4.2 - <u>Razão Continental x Marinho (C/M)</u>	29
IV. 4.3 - <u>Análise de agrupamento</u>	29

CAPÍTULO V – PALINOLOGIA.....	31
V. 1- GENERALIDADES	31
V. 2 - PALINOMORFOS CONTINENTAIS	32
V. 2.1 - <u>Grãos de Pólen e Esporos</u>	32
V. 2.2 – <u>Algas Clorófitas</u>	34
V. 3 – PALINOMORFOS MARINHOS	34
V. 3.1 – <u>Dinoflagelados</u>	34
V. 3.2 – <u>Palinoforaminíferos</u>	40
V. 3.3 – <u>Escolecodonte</u>	41
V. 3.4 – <u>Acritarcos e algas prasinofíceas</u>	42
V. 4 – MATÉRIA ORGÂNICA	42
V. 5 – PALINOESTRATIGRAFIA	43
V. 6 – CONSIDERAÇÕES SOBRE O LIMITE CRETÁCEO-TERCIÁRIO (K/T)	45
CAPÍTULO VI – TAXONOMIA.....	47
VI. 1 – CLASSIFICAÇÃO DOS PALINOMORFOS	47
VI.1.1 – <u>Polens e Esporos</u>	47
VI.1.2 – <u>Dinoflagelados</u>	50
CAPÍTULO VII – ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIA	54
VII.1 – TRATO DE SISTEMA DE MAR BAIXO (TSMB)	55
VII.2 – TRATO DE SISTEMA TRANSGRESSIVO (TST)	57
VII.3 – TRATO DE SISTEMA DE MAR ALTO (TSMA)	58
VII.4 – A PALINOLOGIA E A ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS	58
CAPÍTULO VIII – INFERÊNCIAS PALEOAMBIENTAIS E PALEOECOLÓGICAS	61
VIII.1 – PALINOMORFOS CONTINENTAIS	61
VII. 1.1 - <u>Esporos e Grãos de pólen</u>	61

VIII.1.2 - <u>Algas clorófitas</u>	62
VIII.2 - PALINOMORFOS MARINHOS	63
VIII.2.1 – <u>Dinoflagelados</u>	63
VIII.2.2 – <u>Palinoraminíferos</u>	65
VIII.2.3 – <u>Escolecodontes</u>	66
VIII.2.4 - <u>Algas prasinofíceas e acritarcos</u>	67
VIII.3 - MATÉRIA ORGÂNICA	67
CAPÍTULO IX– RESULTADOS E DISCUSSÕES	69
IX. 1 - RESULTADOS PALINOLÓGICOS	69
IX . 1.1 – <u>Análise Qualitativa e Quantitativa</u>	69
IX . 1.2– <u>Pedreira Zebu – Cimepar</u>	71
IX . 1.3– <u>Pedreiras Cigra, São Clemente e Cimepar – CD</u>	74
IX . 1.4– <u>Pedreira Engenho Garapu</u>	78
IX . 1.5– <u>Pedreira da Cipasa</u>	81
IX. 1.6– <u>Pedreira da Fábrica de Cimento Nassau</u>	84
IX . 1.7– <u>Pedreira Poty</u>	89
IX. 2- A LOCALIZAÇÃO DO LIMITE K/T	94
IX. 3- INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL INTEGRADA	96
CAPÍTULO- IX – CONSIDERAÇÕES FINAIS	102
CAPÍTULO X – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	104
ANEXOS	121

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da Bacia da Paraíba (modificado de Tomé <i>et al</i> , 2006).....	10
Figura 2 – Quadro litoestratigráfico da Bacia da Paraíba (modificado de Souza, 2006).....	11
Figura 3 – Principais afloramentos estudados da seção Maastrichtiano/ Paleoceno na Bacia da Paraíba (Lima, 2002).....	12
Figura 4 – Mapa com a localização dos afloramentos estudados (modificado de Lima, 2002).....	13
Figura 5 – Localização dos pontos de coleta ao longo da bacia da Paraíba.....	14
Figura 6 – Localização das Sub-bacias que compõem a bacia da Paraíba mostrando os limites das mesmas (Barbosa & Lima Filho, 2006).....	16
Figura 7 – Perfil Geológico com base em dados de poços mostrando os domínios das bacias de Pernambuco e da Paraíba (Barbosa & Lima Filho, 2005)	17
Figura 8 – Carta Estratigráfica da bacia da Paraíba (Souza, 2006)	18
Figura 9 – Modelo Estratigráfico proposto para a bacia Paraíba, comparando as colunas das sub-bacias Olinda e Miriri/ Alhandra, na porção emersa da bacia. (Barbosa <i>et al</i> , 2003)	19
Figura 10 – Diversidade de espécies de cistos de dinoflagelados durante o Mesozóico e Cenozóico (modificado de Lima, 2002).	35
Figura 11- Organização básica do cisto e teca dos dinoflagelados (modificado Sarkis, 2002).....	36
Figura 12 – Principais feições da teca com destaque para o aqueópilo (modificado de Arai & Lana, 2004)	37
Figura 13 – Formas de dinocistos que ocorrem no Brasil (Arai & Lana, 2004)	38
Figura 14 – Relação teca/cisto (modificado de Evitt, 1985).....	39
Figura 15 – Ciclo de vida do dinoflagelado (modificado de Evitt, 1985).....	40

Figura 16 – Estrutura do Esporoderma (modificada de Cruz, 2004)	47
Figura 17 - Morfologia de um grão de pólen (modificado de Barth, 2004).....	48
Figura 18 - Principais tipos de grãos de pólen (modificada de Cruz, 2004).....	48
Figura 19 - Tipos de esculturas de superfície de polens e esporos (modificada de Cruz, 2004).....	49
Figura 20 – Principais tipos morfológicos de pólen e esporo (modificada de Cruz, 2004).....	50
Figura 21 – Estruturas das paredes dos dinoflagelados (modificado de Sarkis, 2002)	51
Figura 22 – Distribuição dos principais processos observados nos dinoflagelados (modificado de Sarkis, 2002)	52
Figura 23 – Sistema de tabulação hipotético de Kofoid (modificado de Sarkis, 2002).....	53
Figura 24 – Tipos de básicos de arqueópilos (modificado de evitt, 1985)	53
Figura 25 - Tratos de Sistema (modificado de Lima, 2002)	56
Figura 26 – Distribuição dos palinomorfos ao longo do perfil proximal-distal (Lister & Batten, 1988)	63
Figura 27 – Modelo Paleoecológico com base em eco-grupos de dinoflagelados (Köthe, 1990)	65
Figura 28 – Gráfico de parâmetros ecológicos da pedreira Zebu.....	72
Figura 29 – Perfil litológico e de microfácies da pedreira Zebu (modificado de Lima, 2002).....	73
Figura 30 - Dendrograma com as associações de dinoflagelados	75
Figura 31 - Gráfico de parâmetros ecológicos da pedreira Cimepar.....	77
Figura 32 - Gráfico de parâmetros ecológicos da pedreira Engenho Garapu	79
Figura 33 - Gráfico de parâmetros ecológicos da pedreira Cipasa	82
Figura 34 - Perfil litológico e de microfácies da pedreira Cipasa (modificado de Lima, 2002)	83
Figura 35 - Gráfico de parâmetros ecológicos da pedreira Nassau	86

Figura 36 - Perfil litológico e de microbiofácies da pedreira Nassau (modificado de Lima, 2002).....	87
Figura 37 – Gráfico de parâmetros ecológicos da pedreira Poty	91
Figura 38 - Perfil litológico e de microbiofácies da pedreira Poty (modificado de Lima, 2002).....	92
Figura 39 - Correlação biocronoestratigráfica das seções referentes aos principais afloramentos estudados (modificado de Lima, 2002)	121
Figura 40 - Perfil das camadas limites da passagem K/T, mostrando a localização deste limite conforme diferentes métodos de datação (modificado de Lima, 2002).....	95
Figura 41 - Biozoneamentos propostos para a passagem Cretáceo/Terciário na pedreira Poty (modificado de Sarkis, 2002)	97
Figura 42- Amplitude estratigráfica dos dinoflagelados ao longo da seção referente à passagem K/T na pedreira Poty (modificado de Sarkis, 2002)	98
Figura 43 - Dendrograma com o agrupamento dos afloramentos	100
Figura 44 – Correlação cronobioestratigráfica das pedreiras estudadas	101

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Tabela Integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos na pedreira Zebu	121
Tabela 2 – Tabela Integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos na pedreira Cigra, São Clemente e Cimepar	121
Tabela 3 – Tabela Integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos na pedreira Engenho Garapu	121
Tabela 4 – Tabela Integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos na pedreira Cipasa	121
Tabela 5 – Tabela Integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos na pedreira Engenho Nassau	121
Tabela 6 – Tabela Integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos na pedreira Poty	121
Tabela 7 – Tabela Integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos na pedreira Zebu com abundância relativa e riqueza específica	121
Tabela 8 – Tabela Integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos nas pedreiras Cigra, São Clemente e Cimepar com abundância relativa e riqueza específica	121
Tabela 9 – Tabela Integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos na pedreira Engenho Garapu com abundância relativa e riqueza específica	121
Tabela 10 – Tabela Integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos na pedreira Cipasa com abundância relativa e riqueza específica	121
Tabela 11 – Tabela Integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos na pedreira Nassau com abundância relativa e riqueza específica	121
Tabela 12 – Tabela Integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos na pedreira Poty com abundância relativa e riqueza específica	121
Tabela 13 – Tabela dos parâmetros ecológicos analisados nos afloramentos estudados	121
Tabela 14 – Tabela com os valores da razão Continentais/ Marinhos (C/M) para as pedreiras estudadas	121

Tabela 15 – Tabela das associações de dinoflagelados determinadas para o Cretáceo/ Terciário	121
Tabela 16 – Tabela resumida dos parâmetros ecológicos analisados para a seção Maastrichtiano/ Paleoceno da bacia da Paraíba.	121

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I. 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO, OBJETIVO E JUSTIFICATIVA

A bacia da Paraíba ocupa uma estreita faixa ao longo do litoral de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, possuindo uma abrangência de acerca de 9000 km², na sua porção emersa, e 24000 km², na plataforma continental (Feijó, 1994). De acordo com Barbosa (2004), geologicamente é limitada ao sul pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCPE) e, ao norte, pela Falha de Mamanguape, que é uma ramificação da Zona de Cisalhamento de Patos (ZCPA) (Fig.1).

Conforme Barbosa, Viana Sales e Neumann (2006), esta bacia é constituída por cinco unidades litológicas: Formações Beberibe, Itamaracá, Gramame, Maria Farinha e Barreiras (Fig.2), de forma que a Gramame e Maria Farinha são o objeto de estudo da presente dissertação, e estão bem representadas nos afloramentos em análise (Fig.3), cujas localizações podem ser visualizadas nas figuras 4 e 5. O limite Cretáceo/Terciário (K-T) está presente na pedreira Poty, sendo esse evento um dos objetos de investigação desta pesquisa. Somente a partir da década de 1990 tomaram impulso os trabalhos de pesquisa nessa área, cuja seção aflorante permitiu a realização de uma série de estudos multidisciplinares, os quais promoveram a elucidação dos eventos ocorridos nesta passagem.

Vários autores já estudaram a seção com enfoque em sedimentologia, geoquímica e bioestratigrafia, esta última inserida como ferramenta essencial no posicionamento do limite K-T e na promoção de inferências paleoecológicas, paleogeográficas e paleoambientais. No que concerne a palinologia, destacam-se os trabalhos de Regali (1980), Regali & Gonzaga (1983), Lana & Botelho (1989), Arai (1994), e Sarkis (2002).

Este trabalho tem como objetivo principal caracterizar os afloramentos em análise quanto a palinologia, evidenciando o limite K/T, identificar as biozonas e inferir os paleoambientes de sedimentação aplicando parta isso os conceitos da Estratigrafia de Sequências. É importante ressaltar que o reconhecimento das formas guias, constitui-se fundamental ferramenta aplicada à exploração de petróleo e gás, sendo extremamente

importantes para a correlação e datação de camadas de rochas, podendo auxiliar na identificação dos eventos geológicos que ocorreram ao longo do tempo na evolução sedimentar da bacia da Paraíba.

Nesse contexto, esta dissertação apresenta-se como uma importante contribuição quando promove uma extensa análise em oito afloramentos que se localizam entre as cidades de Recife e João Pessoa, tornando-se relevante, pois se apresenta como um complemento aos trabalhos realizados até então para esta seção na busca pelo entendimento dos eventos geológicos e bioeventos que auxiliam a desvendar a história de origem e evolução desta bacia.

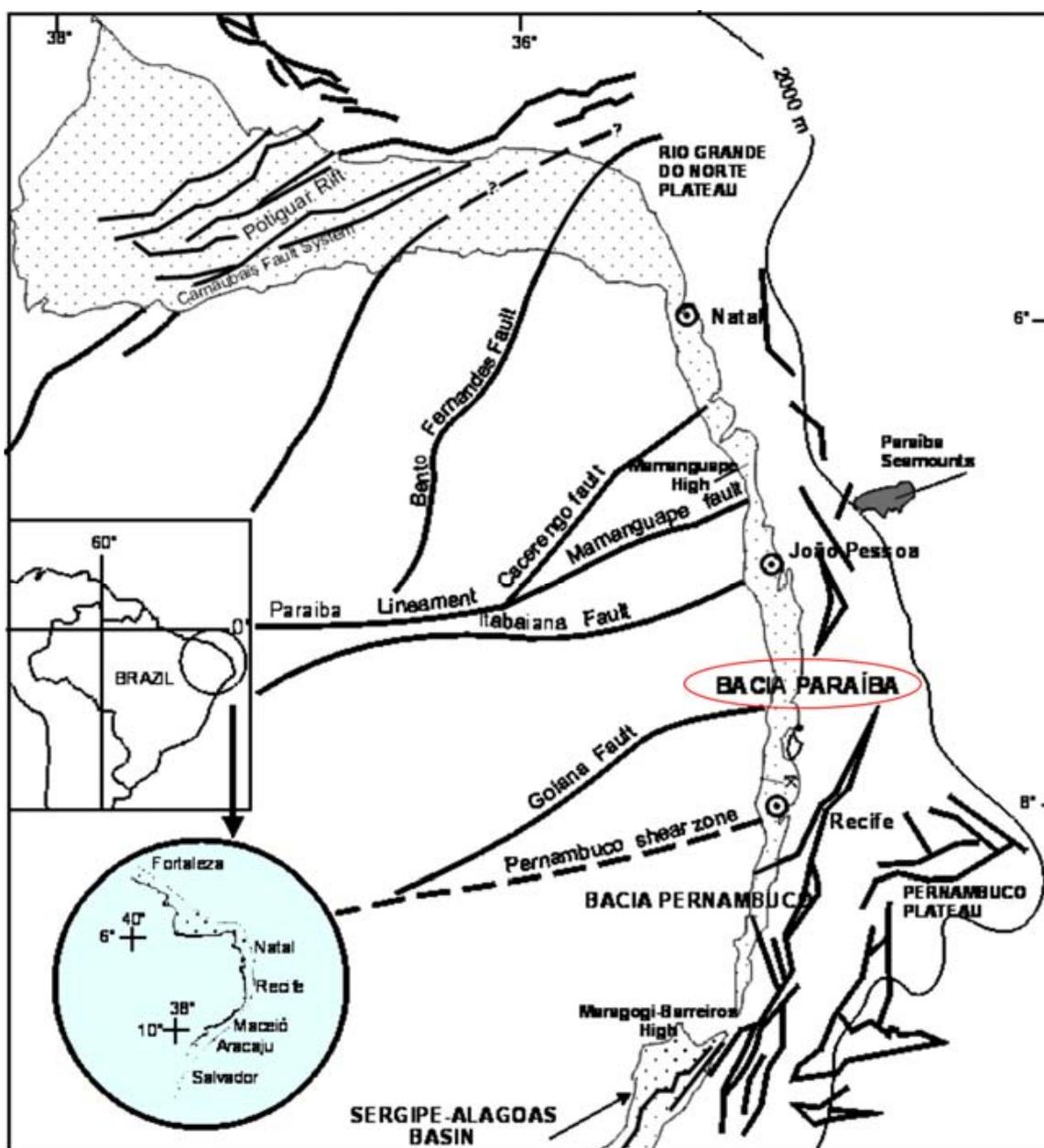


Figura 1 – Localização da bacia da Paraíba (modificado de Tomé *et al*, 2006)

IDADES	NORTE ←	BACIA PARAÍBA		
PLIO/PLEISTOCENO		FM. BARREIRAS		
		?	?	?
EOCENO INF. ?		FM. MARIA FARINHA		
PALEOCENO		FM. MARIA FARINHA		
MAASTRICHTIANO		FM. GRAMAME		
CAMPANIANO		FM. ITAMARACÁ		
SANTONIANO		FM. BEBERIBE		
CONIACIANO		?	?	?
TURONIANO		?	?	?
CENOMANIANO				
ALBIANO				
APTIANO				
PRÉ-CAMBRIANO		EMBASAMENTO CRISTALINO		

Figura 2 – Quadro litoestratigráfico da bacia da Paraíba (modificado de Souza, 2006)

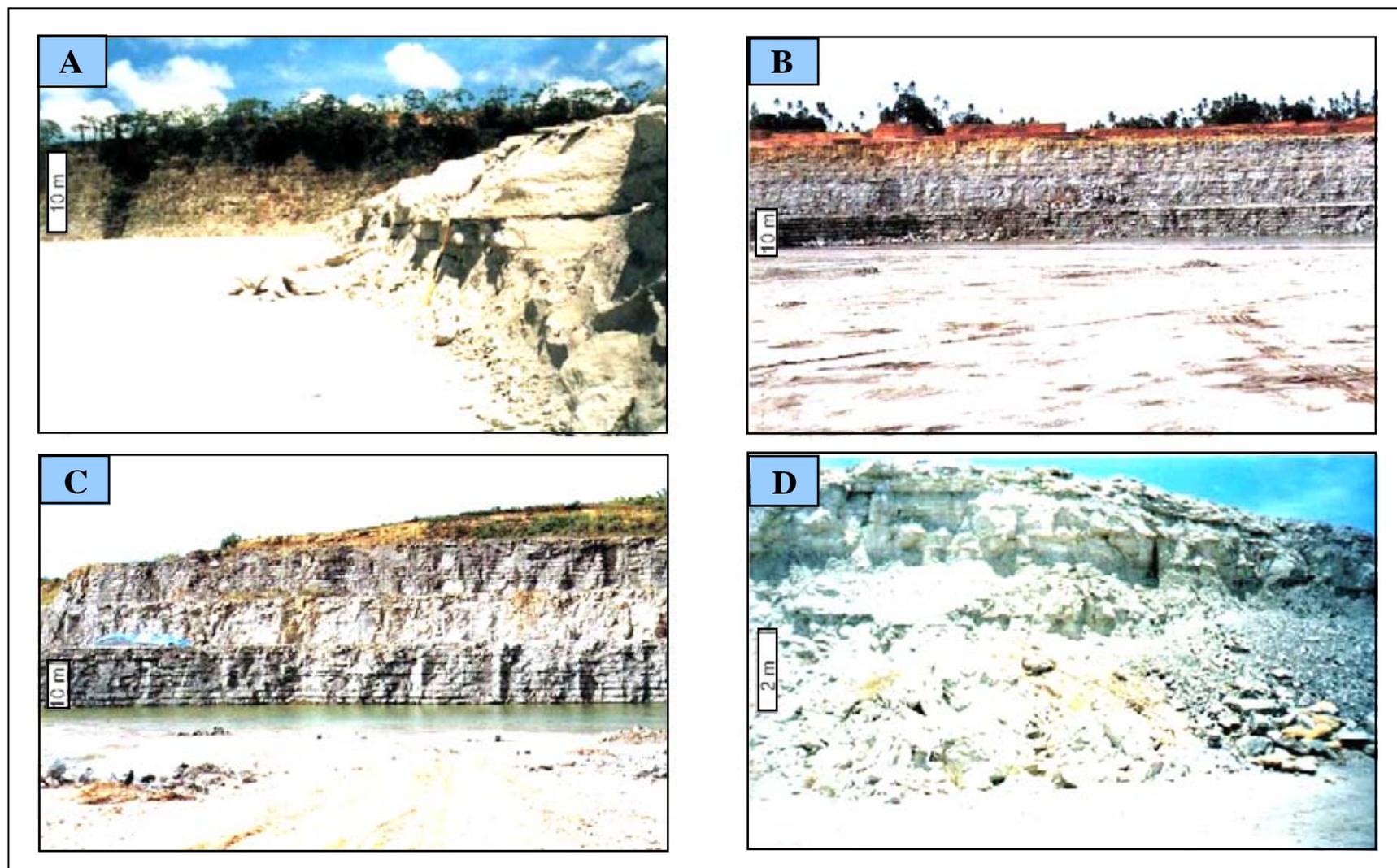


Figura 3 – Principais afloramentos estudados da seção Maastrichtiano/ Paleoceno da bacia da Paraíba: A-ZEBU, B-CIPASA, C-NASSAU, D- POTY. (Lima, 2002).

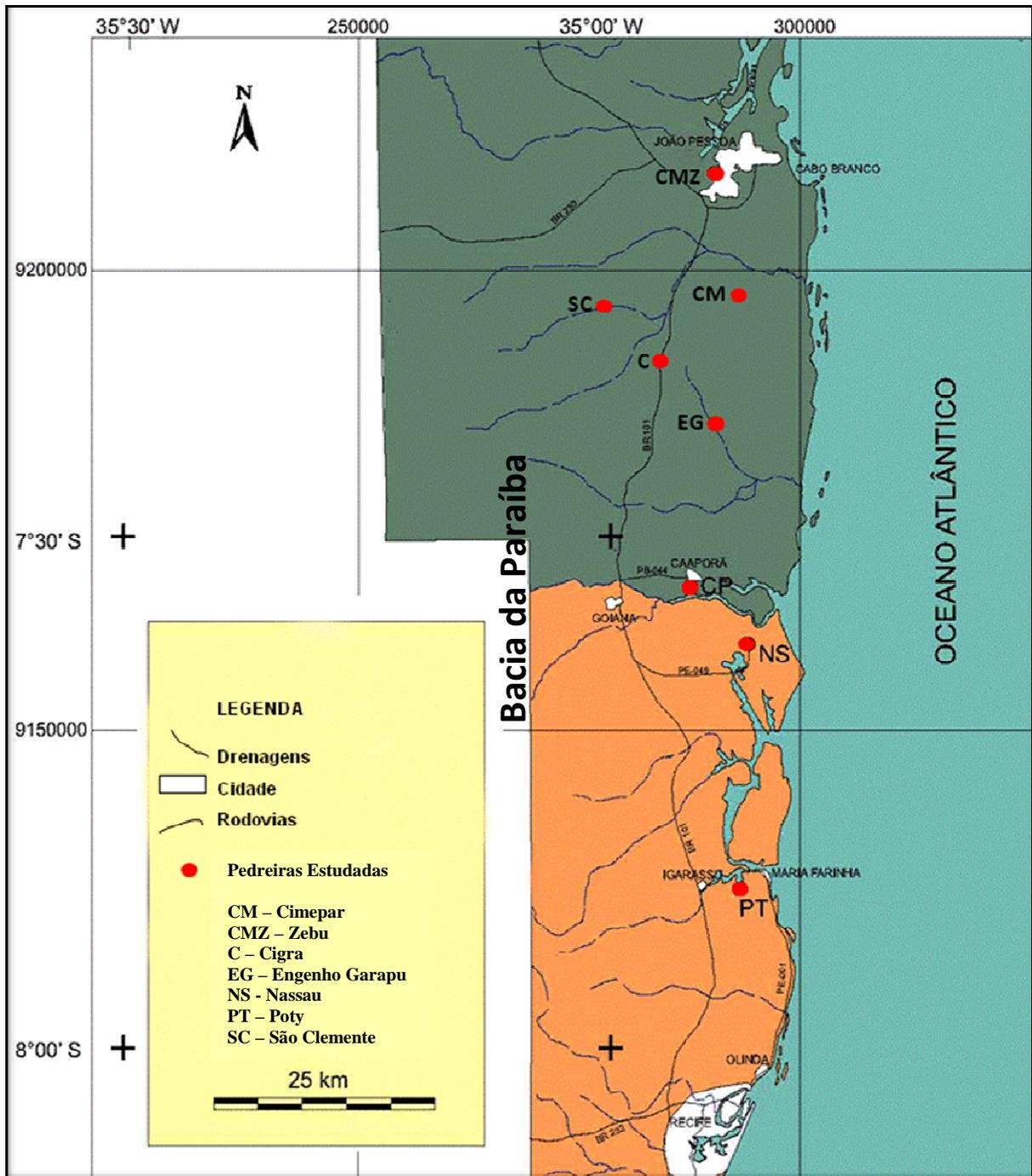


Figura 4 – Mapa com a localização dos afloramentos estudados (modificado de Lima, 2002)

PONTO	LOCALIZAÇÃO	COORDENADAS		FORMAÇÃO
PO-02	Pedreira da fábrica de cimento POTY, à margem direita do rio Maria Farinha, município de Paulista, Pernambuco/ PE (bancada leste, porção mediana).	7°52'86''S	34°50'91''W	Gramame/ Maria Farinha
PO-01	Pedreira da fábrica de cimento POTY, à margem direita do rio Maria Farinha, município de Paulista, Pernambuco/PE (bancada oeste).	7°52'99''S	34°51'19''W	Gramame
GO-01	Pedreira da fábrica de cimento NASSAU, Itapessoca, município de Goiana, Pernambuco/ PE	7°37'09''S	34°51'52''W	Gramame
CA-03	Pedreira da CIPASA, município de Caaporã, Paraíba/ PB	7°31'43''S	34°51'43''W	Gramame
AI - 04	Pedreira do ENGENHO GARAPU, município de Alhandra, Paraíba/PB	7°20'17''S	34°54'99''W	Gramame
CD-04	Fazenda Santa Alexandrina – Cia. Industrial Gramame, CIGRA, município de Conde, Paraíba/ PB	7°15'56''S	34°56'44''W	Gramame
CD-03	Pedreira da CIMEPAR, município de Conde, Paraíba/ PB	7°14'32''S	34°53'41''W	Gramame
Z	Pedreira Zebu – Cia. Cimento Portland da Paraíba (Cimepar) João Pessoa /PB	7°07'98''S	34°53'58''W	Gramame

Figura 5 – Localização dos pontos de coleta ao longo da bacia da Paraíba

CAPÍTULO II

GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

II. 1 - GEOLOGIA REGIONAL

A bacia da Paraíba está inserida no contexto das bacias marginais brasileiras e, dessa forma, a origem e evolução da mesma relaciona-se intimamente aos eventos de rifteamento e deriva continental que originou o Oceano Atlântico e as bacias marginais (Souza, 2006).

A bacia da Paraíba corresponde a uma rampa inclinada que submerge suavemente para leste, em direção ao Oceano Atlântico (Mabesoone & Alheiros, 1993; Barbosa, 2004; Lima Filho *et al.*, 2005), sendo dividida em três sub-bacias, que são limitadas por grandes falhas do embasamento Pré-Cambriano no sentido geral E-W e NE. De Sul para Norte, a bacia divide-se nas sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri, conforme Barbosa *et al* (2003) (Fig. 6). A origem e evolução da bacia é descrita em trabalhos de Souza (2006), Chang *et al* (1990), Feijó (1994), Barbosa (2004), Lima-Filho *et al.* (2005), Mabesoone (1996b), Mabesoone & Alheiros (1993), Mabesoone *et al.* (1999), dentre outros.

De acordo com Barbosa *et al.*(2003) a bacia Paraíba apresenta uma sucessão sedimentar que se inicia com arenitos de origem continental, fluvial e fluvio-lacustre, depositados sobre o embasamento cristalino, a Formação Beberibe, de idade Santoniano?-Campaniano? (Beurlen, 1967a, 1967b, 1967c; Mabesoone & Alheiros, 1993; Feijó, 1994; Souza, 1998). Posteriormente ocorrem os calcários com siliciclastos, arenitos calcíferos e margas, cuja origem está associada a um evento transgressivo que recobriu os depósitos continentais basais, que correspondem a Formação Itamaracá, que data do Campaniano – Neo-Maastrichtiano (Kegel, 1955; Lima Filho *et al.*, 1998; Barbosa *et al.*, 2003; Souza, 1998, 2006). Acima dos estratos de fase transgressiva ocorrem os calcários e margas sem influência de siliciclastos, Formação Gramame, de idade Maastrichtiano (Maury, 1930; Beurlen, 1967a, 1967b, 1967c; Tinoco, 1971b;

Muniz, 1993; Lima & Koutsoukos, 2002). Acima destes e separados por uma discordância, encontram-se calcários e margas com um gradual incremento da influência de siliciclastos em decorrência de um evento regressivo que teve início no final do Maastrichtiano, a Formação Maria Farinha, datada como do Paleoceno (Beurlen, 1967a, 1967, 1967c; Muniz, 1993), alguns autores datam a porção mais superior desta Formação como Eoceno inferior (Barbosa, 2004; Barbosa *et al.*, 2004a; Barbosa *et al.*, 2004b). A Formação Barreiras, que representa o topo da coluna estratigráfica desta bacia é formada por depósitos de leques aluviais e fluviais, de idade Plio-Pleistocênica (Beurlen, 1967a, 1967c; Mabesoone & Alheiros, 1988, 1993) (Figs. 7, 8, 9). Esta bacia possui uma carta estratigráfica incompleta, pois estão ausentes os evaporitos correspondentes à fase proto-ocêânica e a espessa seção clástica da fase marinha franca, comuns em outras bacias costeiras brasileiras (Souza, 1999) (Fig.8).

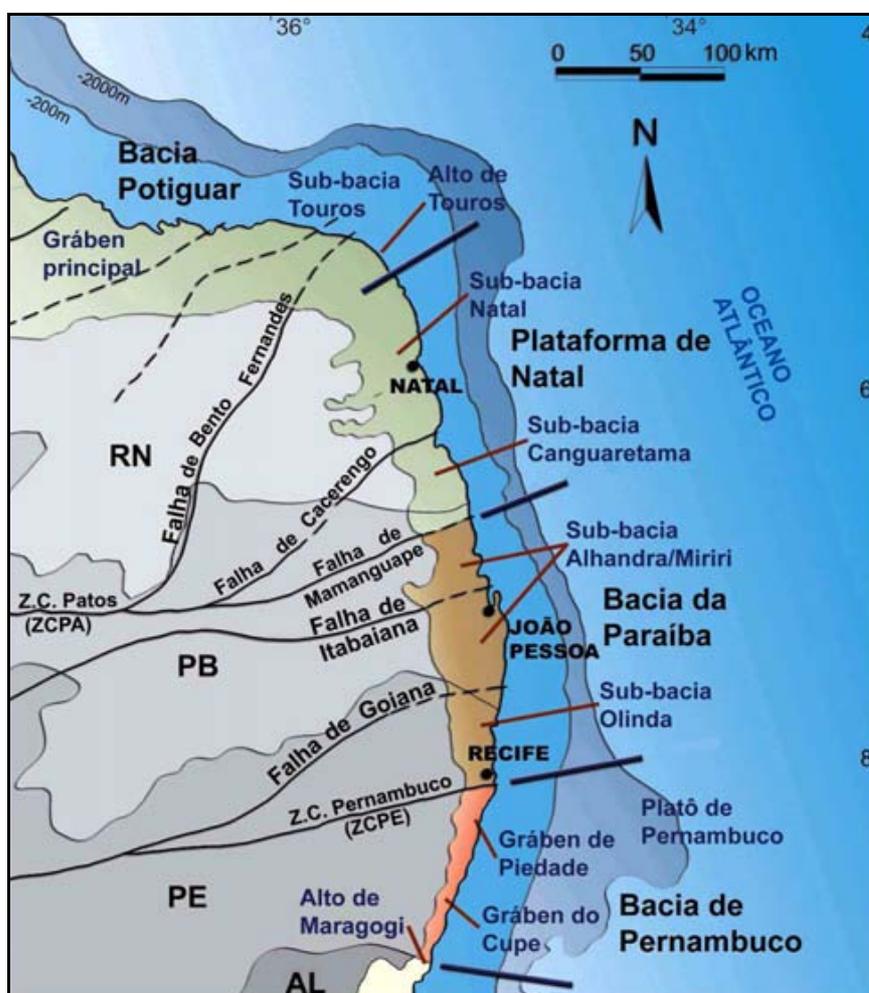


Figura 6 – Localização das Sub-bacias que compõem a bacia da Paraíba mostrando os limites das mesmas (Barbosa & Lima Filho, 2006)

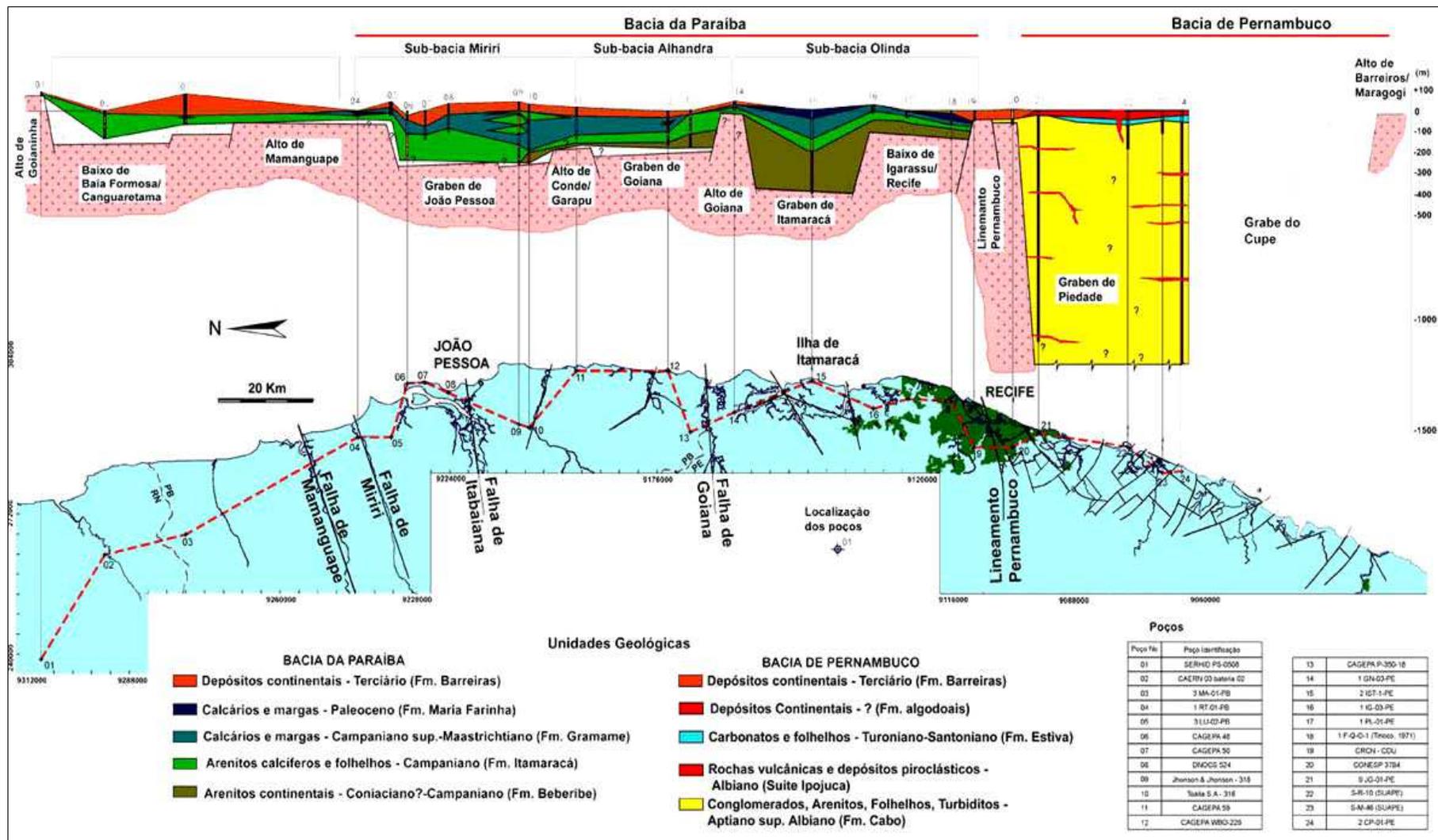


Figura 7 – Perfil Geológico com base em dados de poços mostrando os domínios das bacias de Pernambuco e da Paraíba (Barbosa & Lima Filho, 2005).

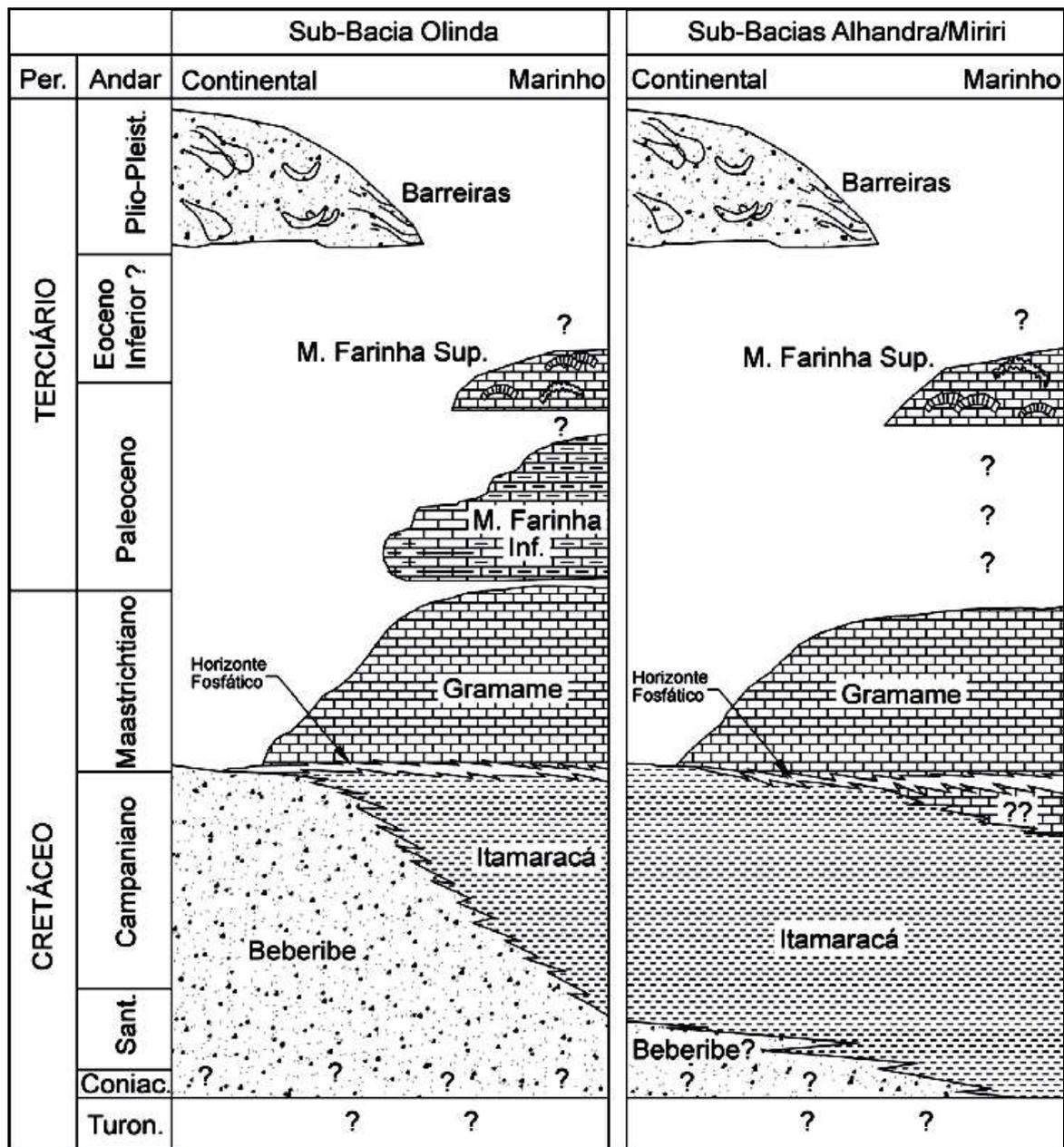


Figura 9 – Modelo Estratigráfico proposto para a bacia Paraíba, comparando as colunas das sub-bacias Olinda e Miriri/Alhandra, na porção emersa da bacia. (Barbosa *et al.*, 2003)

II. 2 - GEOLOGIA LOCAL

A presente dissertação tem como sítio de estudo os afloramentos mais representativos, particularmente aqueles referentes às pedreiras, localizados na bacia da Paraíba, especificamente os que correspondem à seção Maastrichtiano/ Paleoceno. Na região afloram as Formações Baberibe, Itamaracá, Gramame, Maria Farinha e Barreiras.

A Formação Beberibe é representada por arenitos quartzosos grossos a conglomeráticos, amarelados a acinzentados, localmente intercalados com sedimentos mais finos, de planície fluvial, (Nóbrega & Alheiros, 1991). Em direção ao topo, passam a arenitos com cimento calcífero, fossilíferos, correspondentes à Formação Itamaracá (Barbosa, 2004), gradando progressivamente aos calcários argilosos de coloração cinza ou creme, margas e argilas da Formação Gramame (Souza, 2006). Na porção Sul da bacia da Paraíba, este horizonte apresenta um arenito calcífero friável com alto teor de fosfato, de fácies tipicamente litorânea subjacente a Formação Gramame e pertencente a Formação Itamaracá como proposto por Lima Filho & Souza (2001) e Barbosa (2007). Sobre a Formação Gramame repousam os calcários pseudolitográficos, seguindo-se por calcários detríticos finos, bem estratificados e bastante dolomitizados, passando na parte superior para calcários detríticos argilosos e margas calcárias, sucessão que corresponde a Formação Maria Farinha (Oliveira, 1978), por fim no topo da coluna estratigráfica encontra-se a Formação Barreiras, composta por sedimentos areno-argilosos, de cores vivas e variegadas, afossilíferos (Oliveira & Andrade Ramos, 1956).

Os arenitos da Formação Beberibe, interdigitam-se lateralmente com os carbonatos com siliciclastos, por vezes calcarenitos bioclásticos, da Formação Itamaracá, caracterizado por um nível rico em fósseis como moluscos marinhos, além de microfósseis tais como os dinoflagelados, pólenes e esporos, de forma que a associação de formas bentônicas e planctônicas caracteriza o início do processo transgressivo, inferindo um ambiente marinho proximal, raso, com influência flúvio-deltáica (Souza, 1999). A macrofauna encontrada nesta seção é muito semelhante à encontrada na Formação Cotinguiba, e parcialmente a apresentada pela Formação Calumbi na Bacia Sergipe-Alagoas, de acordo com pesquisas realizadas por Souza-Lima *et al.* (1996).

Em estudos realizados por Nóbrega & Alheiros (1991), em afloramentos referentes à Formação Itamaracá, na localidade de passarinhos, às margens do rio Beberibe, foi possível observar camadas ricas em fósseis de *Pseudoschoembachia*, *Mullinoides*, *Tellina*, *Corbula*, entre outras, inferindo formação em ambiente lagunar. Cefalópodes e conchas mal preservadas de bivalves também foram observadas. A microfauna é mal representada por *Globotruncana contusa* e *G. artuarti*, em raros exemplos (Tinoco, 1967). No horizonte fosfático, constatou-se a presença de moldes internos de foraminíferos, quanto à macrofauna, esta é representada por pequenos moluscos, fragmentos de alga e de coral, sendo estes dois últimos pouco freqüentes (Souza, 2006).

Comforme Beurlen (1967a), dentre outros autores, esta seqüência representa apenas uma interdigitação no topo da própria Formação Beberibe, na transição da bacia de

continental para marinha, não sendo identificada como Formação Itamaracá. Dessa forma, este último autor aboliu o Termo Itamaracá e incluiu as camadas de carbonatos com siliciclastos e arenitos calcíferos na base da Formação Gramame. O presente estudo utiliza o termo Formação Itamaracá para designar esta fácies como inicialmente proposto por Kegel (1954, 1955) e retomado pelos autores Lima Filho *et al* (1998), Souza (2006), Lima Filho & Souza (2001), Barbosa *et al* (2003), Barbosa & Lima filho (2006), e mais outros, não incluindo-a, portanto, na Formação Gramame.

Em uma primeira análise dos afloramentos percebe-se que este pacote altamente fossilífero passa a uma sucessão de calcários e margas pertencentes a Formação Gramame, os quais estão dispostos em ciclos bem individualizados (Z-02, CD-03, AL-04, CA-03, GO-01, PT-01), predominantemente biomicríticos, depositados em ambiente marinho nerítico (Lima & Koutsoukos, 2002, 2204; Barbosa *et al.*, 2003; Barbosa, 2004), com intensa bioturbação nos níveis margosos atribuídas à icnofósseis do grupo *Thalassinoides*. Os tubos, assim como os fósseis existentes nesta sequência mostram feições de deformação, estando grosseiramente orientados, definindo estruturas semelhantes a “auges tectônicos”. Alguma bioturbação é encontrada nos calcilutitos, apresentando-se em geral piritizadas (Souza Lima *et al*, 1996).

De acordo com Barbosa *et al.* (2004a), esta unidade foi depositada durante um momento de calma tectônica na bacia após a parada de subsidência que provocou a rápida transgressão.

Em alguns afloramentos, em especial o da pedreira da CIPASA (CA- 03), fica bem evidente que os depósitos desta formação mostram internamente o padrão “shallowing-upwarding”, caracterizados pela repetição calcário/marga definindo pacotes de ampla distribuição sub-horizontais, mostrando o domínio de processos de agradação em uma extensa plataforma carbonática de baixo gradiente. Estes depósitos são correspondentes ao regime de mar alto na bacia, segundo Barbosa (2007) e Souza Lima (1996). O paleoambiente deposicional é bem caracterizado pela associação faunística presente, com gastrópodes, lamelibrânquios, cefalópodes, além de equinodermos, restos de crustáceos, dentes e escamas de peixes e tubos de vermes geralmente piritizados (Menor *et al*, 1977), mostrando condições de águas pouco profundas, quentes, calmas, distantes da costa (Beurlen, 1967b). De acordo com as descrições realizadas por Souza Lima *et al.* (1996), no topo da pedreira Zebu, foi visualizada uma associação de invertebrados sugerindo condições de águas mais rasas (até 40 m), com abundantes exemplares de *Atrina reginamaris* (Maury, 1930), apresentando feições que inferem que estes foram pouco transportados, associados a Equinóides (? *Cidaróides*). Em níveis superiores observa-se com frequência fragmentos de Crustáceos (? *Callianassa*).

Tais feições descritas anteriormente levam a conclusão de que já durante a deposição da porção superior desta formação, haviam sido instaladas condições regressivas na bacia, de acordo com Menor *et al* (1977), esta unidade representa a instalação definitiva do regime transgressivo durante o Cretáceo.

Em afloramentos na praia do Jaguaribe, observa-se na Formação Gramame, a presença de amonóides, equinodermos, como macrofauna mais comum e em menor proporção, gastrópodes e lamelibrânquios. Tal associação caracteriza ambiente marinho de fundo lodoso, relativamente distante da costa que seria a fase de maior extensão da transgressão marinha (Beurlen, 1967b). Com referência aos microfósseis foram registradas 19 espécies de foraminíferos planctônicos e 20 espécies de foraminíferos bentônicos. Dentre os ostracodes os mais representativos são *Cytherella*, *Cytheropteron* e *Cuthereis* (Tinoco, 1967).

A Formação Maria Farinha apresenta, em sua porção inferior, calcários detríticos cinzentos bem puros, fossilíferos, e mais ou menos recristalizados. As rochas apresentam alguma dolomitização em direção ao topo, aumentando ainda a entrada de terrígenos, sendo representadas por uma alternância de calcários detríticos puros, calcários margosos e níveis argilosos (Souza-Lima, 1996; Souza, 1999). Esta sucessão registra uma regressão relativamente rápida iniciada no final do Maastrichtiano, evento que prosseguiu pelo Terciário (Souza, 2006).

Quase todas as camadas são fossilíferas, nelas estão presentes tanto macros quanto microfósseis, sendo os cafalópodes nautilóides (Maury, 1930) e *Hercoglossa lamegoi* (Oliveira, 1940), encontrados exclusivamente nesta Formação. A macrofauna mostra-se abundante e é constituída principalmente por gastrópodes, lamelibrânquios, equinodermatas, crustáceos e restos de tartaruga (Beurlen, 1959). Quanto à microfauna, os foraminíferos bentônicos são dominantes em relação aos planctônicos (Oliveira, 1978), inferindo um ambiente de sedimentação pouco profundo, águas quentes, relativamente próximas à costa, com muitas oscilações constituindo uma seqüência sedimentar negativa incompleta, caracterizando um ambiente regressivo. Esta fácies evolui episodicamente para condições próximas as de mangue, testemunhadas pelas carapaças de *Plagiolophus* e *Retrocypoda* em níveis argilosos do topo da seqüência, segundo Tinoco (1967) e Beurlen (1967b).

Na costa da Paraíba, na praia de Tambaba, município do Conde, afloram manchas de calcários recifais, esparsas e calcirruditos fossilíferos, posicionados estratigraficamente na porção mais superior desta Formação, embora não de forma definitiva (Souza Lima, 1996; Barbosa, 2007). Estes depósitos foram estudados por Almeida (2000), apontando para um ambiente deposicional de recifes e lagunas costeiras com provável idade eocênica.

Barbosa (2004) sugere que estes depósitos calcários do Paleoceno-Eoceno? seriam indícios de um *Falling Stage System Tract*, que representam etapas de parada do nível relativo do mar, durante um evento regressivo forçado, resultando em patamares deposicionais. De forma que este trato de sistema precederia o trato de mar baixo de acordo com Plint e Nummedal (2000).

Os afloramentos referentes à Formação Maria Farinha encontram-se bem representados nas Pedreiras Poty (Paulista, PE) e NASSAU (Ilha de Itapessoca) de acordo com Souza (2006), sendo que no primeiro é possível observar o contato entre as formações Gramame e Maria Farinha e o limite K/T (Lima, 2002).

Quanto a Formação Barreiras, alguns autores, dentre eles Souza (2006), a caracterizam como extensos tabuleiros com superfícies planas, que capeiam varias outras formações subjacentes desde o Pré-Cambriano até a Formação Maria Farinha, dependendo do modo de ocorrência. A espessura do pacote sedimentar é bastante variável, de forma que depende do relevo pretérito ou do arcabouço estrutural na época de deposição, atingindo no máximo uma espessura que varia de 70 a 80 m.

No campo fica claro que grande parte do que se caracteriza como sendo esta formação, na verdade é representada pela Formação Beberibe, que possui aspecto por vezes bastante semelhante, formando extensos “tabuleiros” sobre a Formação Gramame, em particular na Bacia da Paraíba, fato citado por Beurlen (1967a) e Souza Lima *et al.* (1996).

CAPÍTULO III

TRABALHOS ANTERIORES ACERCA DA MICROPALAEONTOLOGIA NA ÁREA DE ESTUDO

A pedreira Poty é o afloramento mais estudado quanto à paleontologia e micropaleontologia, por apresentar uma seção aflorante onde está bem representada a passagem K/T. Mais recentemente, a micropaleontologia das pedreiras Cipasa, Cimepar e Nassau, foi abordada em estudos realizados por Lima (2002), onde o autor realizou uma análise de cunho bioestratigráfico, petrográfico e geoquímico.

Tinoco (1976) realizou o primeiro estudo bioestratigráfico detalhado, com base em foraminíferos, nas bacias de Pernambuco e da Paraíba, nas Formações Gramame e Maria Farinha. Na pedreira Poty, os trabalhos pioneiros em micropaleontologia com base nesse grupo, foram realizados por Kegel (1955), Tinoco (1967, 1969, 1971, 1976), Mabesoone *et al.* (1968).

Mais recentemente destacam-se estudos com enfoque bioestratigráfico com foraminíferos (Koutsoukos, 1995, 1996a, b; Albertão *et al.*, 1994b,c, 1998; Stinnesbeck & Keller, 1995, 1996a,b; dentre outros), palinomorfos (Lima, 1985; Ashraf & Stinnesbeck, 1988, Stinnesbeck *et al.*, 1991; Albertão *et al.*, 1994c, Sarkis, 2002, dentre outros), nanofósseis (Stinnesbeck *et al.*, 1991; Stinnesbeck *et al.*, 1993; Grassi 2000, Andrade, 2010), e ostracodes (Fauth, 2000). Estes trabalhos discutiram em detalhe a sequência de eventos biológicos na passagem K/T, assim como também enfocaram a reconstrução paleoambiental e os padrões paleobiogeográficos.

Lima (1985) promoveu em sua pesquisa os resultados palinológicos (grãos de pólen, esporos, dinoflagelados, foraminíferos e escolecodontes) para a Formação Gramame, identificando 25 espécies de dinoflagelados, e sugerindo uma idade Campaniano superior/Maastrichtiano inferior para esta unidade estratigráfica.

Ashraf & Stinnesbeck (1988) efetuaram um estudo palinológico e determinaram a distribuição de 19 espécies de grãos de pólen e esporos em 19 amostras coletadas de camadas ao longo do limite Cretáceo/Terciário na pedreira Poty. Albertão *et al.*, (1994c), estudaram a palinologia de amostras de afloramento e mantiveram o zoneamento proposto por Regali *et al.* (1974a,b).

Sarkis (2002) fez um inventário dos dinoflagelados fósseis presentes na passagem K/T e elaborou um arcabouço cronoestratigráfico refinado para esta seção na pedreira Poty.

CAPÍTULO IV

MATERIAIS UTILIZADOS E METODOLOGIA

O material utilizado nesta pesquisa advém de amostras de afloramento coletadas em uma expedição na Paraíba de caráter bioestratigráfico, paleontológico e sedimentológico, desenvolvida pela Petrobrás em conjunto com o Museu Nacional do Rio de Janeiro em 1994.

IV. 1 - COLETA DAS AMOSTRAS

Foi efetuada detalhada coleta de material para preparação palinológica nos afloramentos mais representativos, em particular naqueles das pedreiras, de forma que em afloramentos menores procedeu-se a coleta em níveis que apresentassem características mais favoráveis à recuperação de palinomorfos. A coleta foi realizada da base ao topo (Engenho Garapu 1.5-5.5m; Cipasa 1-28.5m; Nassau 5-35m; Cimepar- CD 1-11m; Cigra 1-3m; São Clemente 1-4m; Zebu 5-14.5m; Poty 1-18.5m), de forma que cada amostra coletada representa um ciclo de *mudstone e mudstones shally*, em camadas com litologias específicas, possuidoras de maior conteúdo orgânico, onde é mais provável a obtenção destes fósseis, como citado anteriormente. Na região afloram as Formações Beberibe, Itamaracá, Gramame, Maria Farinha e Barreiras. Os pontos de coleta estão sintetizados nas figuras 3 e 4, apresentadas no capítulo 1 desta dissertação.

IV. 2 - PREPARAÇÕES DAS LÂMINAS PALINOLÓGICAS

As lâminas foram preparadas no Laboratório de Geologia da Petrobras, e estão depositadas na Unidade Operacional Sergipe-Alagoas (UO-SEAL). Para a preparação das lâminas palinológicas a partir das amostras de afloramento adotou-se o procedimento padrão realizado pela empresa, descrito por Uesugui (1979) e modificado por Lima & De Araújo (1993, apud Lana, 1997), cujo objetivo é a eliminação do conteúdo mineralógico das amostras e a liberação da matéria orgânica, de forma que as várias etapas do processo permitem a

concentração de palinomorfos em resíduo final. Neste tipo de procedimento as amostras são submetidas a uma etapa de oxidação controlada utilizando-se ácido nítrico, ocorrendo perda parcial da matéria orgânica, especialmente a amorfa de acordo com Tyson (1995). A oxidação controlada facilita a observação e identificação dos microfósseis, porém altera as condições originais da matéria orgânica associada conforme Tyson (1996, *apud* Lana, 1997).

IV. 3 - ANÁLISE PALINOLÓGICA

A análise das lâminas palinológicas foi realizada em um microscópio petrográfico da marca ZEISS, objetivas de 20, 40 e 100x e oculares de 10x. Para as fotomicrografias utilizou-se objetivas de 40 e 100x, utilizando um microscópio de mesma marca e câmara AxioCam MRc.

IV. 4 - ANÁLISES QUALITATIVAS E QUANTITATIVAS

Nesta etapa foi realizada a caracterização palinológica dos afloramentos estudados, com enfoque para os dinoflagelados, grãos de pólen e esporos. Os escolocodontes, palinoforaminíferos, acritarcos e algas foram registradas para fins de interpretação paleoambiental a partir da razão Continentais x Marinhos (C/M). As análises promoveram o reconhecimento dos diversos palinomorfos continentais e dinocistos presentes em cada ponto de coleta, a nível genérico e quando possível, em nível de espécie, ressaltando-se a preocupação em definir as formas consideradas espécies guias e indicadores ambientais.

Concomitantemente a identificação dos fósseis, procedeu-se a análise quantitativa, no que diz respeito à riqueza específica relativa, abundância, diversidade, equitabilidade e dominância, definindo as associações presentes e promovendo comparações relativas entre os componentes continentais e as formas marinhas, de forma a permitir, a partir da integração destes dados, datações das camadas de rochas e identificação de biozonas, interpretações paleoecológicas e paleoambientais. Os arcabouços bioestratigráficos utilizados como referência no presente trabalho foram os propostos para as bacias sedimentares brasileiras Regali (1974b), para a seção Paleocênica-Eocênica da bacia de Sergipe, Ferreira (2004), para o Cretáceo marinho da bacia do Ceará (Lana & Roesner, 2002), além dos biozoneamentos locais para o limite K/T realizados para a pedreira Poty por Sarkis (2002), Albertão et al. (1994c).

Para a obtenção dos dados de abundância, adotou-se a metodologia da contagem parcial dos palinomorfos presentes, de forma que foram contados os primeiros 200 grãos de cada amostra, desconsiderando-se aqueles não identificados.

De acordo com Dino (1992) e Hashimoto (1995), a contagem dos 200 primeiros palinomorfos para cada lâmina, representa uma quantia razoável para o estabelecimento das frequências relativas (abundâncias) das formas presentes.

IV. 4.1 - Abundância, diversidade, equitabilidade e dominância

A abundância relativa, diversidade, equitabilidade e dominância dos dinocistos foram determinadas a partir do *software* PAST, sendo utilizadas para definir tendências do ambiente deposicional. Estes parâmetros, assim como também a análise de agrupamento, não foram utilizados para os outros elementos marinhos observados, nem mesmo para as formas continentais, já que estes grupos encontram-se em proporções consideradas não significativas em relação aos dinoflagelados. Considerando-se esse fato, para estes grupos foram aplicados os parâmetros de abundância e riqueza específica, apenas para fins de inferências do ambiente deposicional a partir da razão continentais/marinhos. Alguns destes parâmetros ecológicos foram correlacionados a descrição de microfácies realizada por Lima (2002) para os principais afloramentos estudados.

O índice de Shannon (diversidade), baseado na riqueza de espécies foi calculado após determinados os valores da abundância relativa e o número total de taxa observado em uma amostra. O índice de Shannon é o mais usado em análises ecológicas. Este índice foi empregado para verificar a distribuição da diversidade e, dessa forma, determinar intervalos com maior ou menor diversidade de dinocistos. Esta relação pode inferir, por exemplo, respectivamente, ambientes marinhos mais distais ou mais proximais.

A equitabilidade (Pielou-J) é calculada a partir da divisão do índice de Shannon pelo logaritmo do número de taxa e corresponde ao equilíbrio de espécies em uma determinada amostra. Quando o valor é alto determina que ocorre uma distribuição equilibrada das espécies no ambiente, portanto, em relação ao microplâncton pode sugerir condições ambientais ótimas.

A dominância (índice de Simpson) divide o número de indivíduos dos principais taxa pelo tamanho da amostra. Um valor alto do índice de dominância geralmente está associado a um domínio de uma espécie ou mesmo um grupo que se aproveita de condições desfavoráveis

no ambiente (e.g. alta salinidade; fluxo de água doce; sedimentação) e, portanto, desfavoráveis para a maior parte das associações.

IV. 4.2 - Razão Continental x Marinho (C/M)

A razão entre palinomorfos continentais e marinhos é largamente aplicada em Palinologia para a aquisição de informações acerca da polaridade deposicional. Os valores mais altos da razão inferem um ambiente com maior influência continental. Ao contrário, valores mais baixos indicam ambiente onde ocorre maior influência marinha.

IV. 4.3 - Análise de agrupamento

A análise de agrupamento, aplicada a ecologia, tem por objetivo reunir variáveis e objetos para definir comunidades biológicas e áreas, ou, períodos com características ecológicas correlacionáveis, segundo Valentin (1995). Neste trabalho, as variáveis são representadas pelos gêneros de dinocistos com suas relativas abundâncias e distribuição, e os objetos são as amostras dos afloramentos analisados.

Para a realização das análises de agrupamento, foi utilizado o *software* STATISTICA. O agrupamento em *modo* R foi realizado com o coeficiente de similaridade (Pearson r), com o objetivo de agrupar os gêneros do microfítoplâncton, de modo que, representem as variações do paleoambiente. Para tal, reuniram-se os gêneros registrados nos afloramentos, visto que, tenham sido depositados no mesmo intervalo de tempo, e, portanto, compõe as mesmas associações. Quatro associações foram determinadas para o Maastrichtiano, para o afloramento poty, a porção mais superior, referente a Formação Maria Farinha, considerando-se que esta foi depositada num intervalo que difere dos demais afloramentos, não houve aplicação do agrupamento em modo R, reunindo em um grupo aquelas formas que somente ocorreram nessa seção e compondo assim a associação 5, correspondente somente ao Terciário.

As amostras, com todos os dados mensurados e normalizados, foram submetidas à análise em *modo* Q, utilizando-se o índice de distância Euclidiana. Os resultados expressos em dendrogramas permitem visualizar intervalos que inferem variações do ambiente deposicional. Para determinar qual a associação dominante em cada afloramento estudado foi realizada uma análise comparativa entre a média para cada unidade e a média geral. O mesmo

procedimento foi realizado para definir a associação característica para a seção Maastrichtiano/ Paleoceno, comparando-se a média para cada intervalo de tempo e a média geral.

Análise de agrupamento semelhante também foi realizada para as pedreiras estudadas, de forma a estabelecer as mais semelhantes entre si com relação às características do ambiente deposicional.

CAPÍTULO V

PALINOLOGIA

V. 1- GENERALIDADES

A Palinologia é o ramo das Geociências que estuda partículas constituídas por matéria orgânica não-mineralizada composta por esporopolenina, tais como os grãos de pólen e esporos de plantas (Antunes & Gonçalves Melo de., 2001) O termo foi originado a partir do verbo grego “*Palunein*” (espalhar, difundir farinha), cognato do latim *pollen inis*, que quer dizer farinha de flor (Laboriau, 1973). Porém o escopo da palinologia foi estendido, uma vez que se observou a presença de outros microfósseis orgânicos, quando da análise de lâminas palinológicas, os quais, estão incluídos no grupo fóssil dos palinomorfos. Assim, a paleopalynologia é a denominação mais correta para a ciência que analisa os microfósseis orgânicos, entretanto é pouco empregada na literatura (Traverse, 1988).

O termo palinomorfo foi introduzido por Tschudy (1961), utilizado para designar quaisquer resíduos orgânicos insolúveis resultantes de tratamentos físicos e químicos aplicados às rochas sedimentares, tais como esporos de vegetais e de fungos, grãos de pólen, dinoflagelados, escolecodontes, palinoforaminíferos, prasinófitas, acritarcos, conchostráceos, fragmentos de tecidos vegetais, dentre outros.

Os palinomorfos são constituídos por substâncias orgânicas resistentes usualmente compostas de esporopolenina, quitina e pseudoquitina, o que confere ao grupo um grande potencial para fossilização. É a esporopolenina a substância química que forma a estrutura básica das paredes da maioria dos palinomorfos (esporos e grãos de pólen) Brooks & Shaw (1978, apud Ferreira, 2004). De acordo com Traverse (1988), apesar de resistente, esta substância pode ser destruída por diversos processos e agentes, em ambientes oxidantes ou altamente alcalinos, bem como na exposição subaérea, ação de bactérias e fungos, recristalização de minerais nos sedimentos, carbonificação, e no aumento de temperatura gerado por intrusões vulcânicas.

Ainda de acordo com este último autor, a palinologia caracteriza-se pelo seu grande potencial bioestratigráfico e paleoecológico em quase toda coluna geológica, além disso, o método pode ser utilizado tanto em seções marinhas quanto continentais. Outros pontos importantes, inerentes aos palinomorfos, são a grande variabilidade morfológica e as diferentes origens biológicas, possibilitando estudos taxonômicos e estabelecimento de sistemas classificatórios baseados em morfogrupos, sendo, em alguns casos, possível relacioná-los com componentes do sistema natural. Devido as suas pequenas dimensões, que variam de 10 a 200 μm , é possível obter grande quantidade de formas a partir de poucas gramas de sedimentos.

A semelhança do comportamento hidrodinâmico dos argilominerais com o dos palinomorfos, apresentou novos horizontes de trabalhos e discussões sobre paleoecologia através de estudos quantitativos (Tyson, 1995). A partir do advento dos conceitos acerca da estratigrafia de seqüências, a análise quantitativa com base em palinologia apresentou nova abordagem, representando as relações entre os constituintes orgânicos totais das seções sedimentares. Nesse contexto, os palinomorfos são agrupados com valores ecológicos, de forma que a relação entre as associações palinológicas é indicadora de possíveis mudanças ambientais (Ferreira, 2004), assunto que será abordado mais detalhadamente no capítulo 7.

No presente estudo, os palinomorfos estão divididos em dois grupos, a saber, palinomorfos continentais, que englobam principalmente os grãos de pólen e esporos, e palinomorfos marinhos, que incluem os dinoflagelados, palinoforaminíferos, acritarcos e escolecodontes.

V. 2 - PALINOMORFOS CONTINENTAIS

Incluem-se, na categoria das formas continentais, os grãos de pólen (das Spermatophyta, gimnospermas e angiospermas) e esporos (de Pteridófitas, Briófitas) e megasporos, as algas de água doce (clorófitas), além dos palinomorfos de afinidade botânica desconhecida (*incertae sedis*), originados de vegetais terrestres (Lana, 1997).

V. 2.1 - Grãos de Pólen e Esporos

Estes palinomorfos possuem registros que datam do Paleozóico ao recente (Traverse, 1988). Os grãos de pólen constituem-se nos elementos fecundantes masculinos das plantas superiores derivadas da Spermatophyta, que são as gimnospermas e angiospermas. Os esporos

representam as células assexuadas das plantas criptógamas, as briófitas e pteridófitas. Quando se fala em esporos de fungos, eles assim são destacados (Barth, 2004).

O pólen é representado por uma unidade celular isolada, composta de um protoplasma bi ou trinucleado e de uma parede celular, a esporoderma. O grão de pólen é gerado em estruturas especiais da flor, que é composta pela antera, porção dilatada do estame, o qual corresponde ao Androceu, porção masculina da flor da angiosperma. Quando completa-se a fase de maturação, ocorre a deiscência, que é o processo de rompimento da parede da antera e conseqüente liberação dos grãos de pólen. Já nas gimnospermas, estas células reprodutivas, são formadas no interior dos microesporângios, que são sacos polínicos suportados por folhas capelares dispostas ao redor de um eixo comum, denominado de estróbilo masculino (Erdtman, 1952).

Nas plantas inferiores, os esporos são originados em estruturas especiais, os esporângios. Estas unidades reprodutivas formam-se a partir de uma célula mãe, que sofre meiose, originando quatro células filhas, conjunto denominado de tétrade (Ferreira, 2004).

No tocante aos mecanismos de dispersão destes microfósseis, destacam-se dois tipos básicos de transporte: vento e água. Sabe-se que a maioria dos grãos de pólen e esporos possui tamanho silte/ areia muito fina e baixa densidade (em torno de 1.2/1.4), de forma que estas partículas sedimentares têm grande capacidade de dispersão pelo vento, por vezes alcançando a atmosfera superior (Traverse, 1988).

Estudos estratigráficos, que utilizam a palinologia como ferramenta básica ou de integração, consideram que, os palinomorfos continentais, quando carregados pelas águas, obedecem às mesmas leis físicas que governam o comportamento das demais constituintes sedimentares, de origem inorgânica, na bacia de captação. Esta premissa é baseada largamente em trabalhos desenvolvidos em ambientes atuais e sub-recentes, que já são clássicos na literatura palinológica (Ferreira, 2004).

Os esporos e grãos de pólen possuem grande valor estratigráfico quanto à datação de sedimentos continentais, lacustres, fluviais e deltáicos, além de permitir a correlação de sedimentos marinhos e continentais. Inferências acerca do paleoambiente envolvendo mudanças climáticas e sucessões ecológicas são interpretadas a partir de palinogramas de cada época (Cruz, 2004).

V. 2.2 - Algas Clorófitas

Também conhecidas como algas verdes, fazem parte do reino Protista, divisão Chlorophyta, representadas pelos gêneros *Botryococcus* e *Pediastrum*, dentre outros. Esse grupo habita águas doces a salobras e solos úmidos, apresentam os estágios reprodutivo e vegetativo em seu ciclo de vida, morfologicamente pode se apresentar como formas unicelulares flageladas pequenas a multicelulares macroscópicas e relativamente complexas (Colbath, 1996).

Assim como as plantas superiores, as clorófitas são portadoras de pigmentos que incluem as clorofilas a e b, além de possuírem como elementos formadores de sua estrutura a celulose e a esporopolenina. Este último concentra-se nos esporos produzidos nos ciclos reprodutivos dessas algas, contribuindo assim para sua preservação como fóssil (Graham, 1990). Representantes das algas verdes são observadas no registro fossilífero do Pré-Cambriano ao recente.

V. 3 - PALINOMORFOS MARINHOS

V. 3.1 - Dinoflagelados

A) Generalidades

Em rochas sedimentares do Cretáceo e Terciário marinho está presente um rico registro fossilífero de dinoflagelados (Williams & Bujak, 1985). A abundância e rápida evolução morfológica de dinocistos fossilizáveis atribuem a estes organismos marinhos um excelente potencial bioestratigráfico (Fensome, *et al.*, 1996). Além da importância quanto à biocronoestratigrafia, o grupo, mais recentemente, vem sendo aplicado em pesquisas paleoambientais e em análises estratigráficas integradas (Lana, 1997).

São organismos eucariontes, unicelulares e possuidores de dois flagelos locomotores e um núcleo característico com inúmeros cromossomos que se mantêm condensados e visíveis durante o ciclo de vida, inclusive durante a mitose, e caracterizam-se por possuírem duas fases em seu ciclo vital, sendo uma móvel e outra imóvel. (Fensome *et al.*, 1996; Fensome *et al.*, 1993). Na fase móvel, também conhecida como planctônica, apresentam pigmentos fotossintéticos e carotenóides, que conferem aos dinoflagelados coloração vermelho-alaranjada segundo Spector (1984 apud, Ferreira, 2004).

Em determinada fase do ciclo de vida, eles produzem pequenas estruturas, os dinocistos, de composição química variada. A composição química destes cistos é, no geral, carbonática, silicosa ou orgânica, a qual lhes confere alta resistência à degradação química e a processos diagenéticos secundários (Sarkis, 2002).

Os ciclos vitais dos dinoflagelados são controlados por fatores do ambiente, tais como salinidade, temperatura, luminosidade, disponibilidade de nutrientes, e quantidade de oxigênio dissolvido na água. Desenvolvem-se, de preferência, em plataformas continentais de baixas a médias latitudes, onde estas variáveis são mais favoráveis ao desenvolvimento destes organismos (Wall *et al.*, 1977).

Podem ser encontrados em quase todos os ambientes aquáticos, em especial nos habitats pelágicos. Podem viver em águas intersticiais de areia, na neve ou gelo, ou ainda, como simbioses ou parasitas, apresentando uma diversidade nas estratégias vital e alimentar, sendo autotrófico, heterotrófico, fagotrófico e mixotrófico, conforme Schnepf & Elbrächter (1992 apud Arai, 2007). Das espécies atuais conhecidas, 90% são marinhas, de modo que constituem aproximadamente 20% do fitoplâncton marinho (Monteil *et al.*, 1993).

A proliferação exagerada de espécies dos gêneros *Gonyaulacysta* e *Gymnodinium*, nos mares modernos, origina o fenômeno conhecido como “Maré Vermelha”. A liberação, por bactérias simbióticas destes organismos, de substâncias tóxicas, provoca grande mortalidade entre as faunas bentônica e planctônica, influenciando toda cadeia alimentar marinha de acordo com Spector (1984, apud Ferreira, 2004).

Os dinocistos possuem registros que datam do Triássico ao recente (Fig.10). As formas mais comumente observadas no registro fóssil são representadas pelas espécies relacionadas aos gêneros vivos *Peridinium*, *Gonyaulax* e *Ceratium* (Sarkis, 2002)

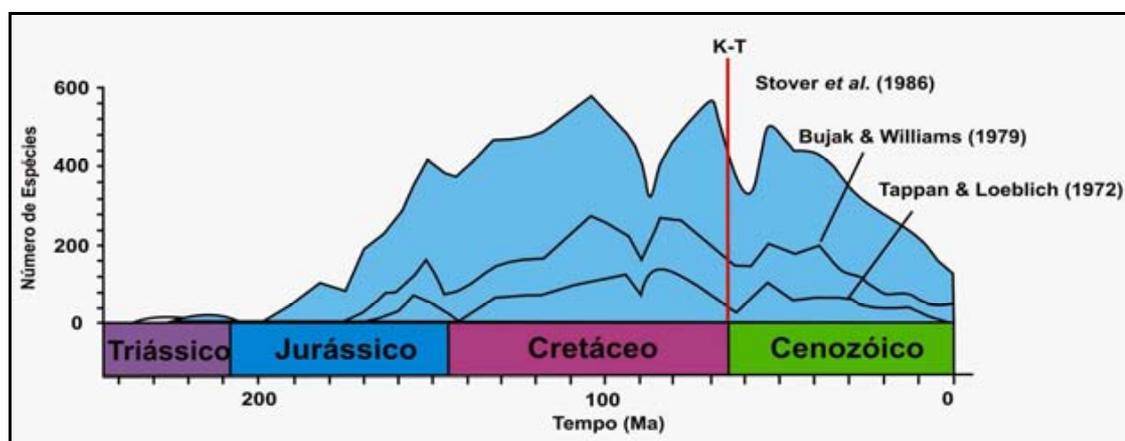


Figura 10 – Diversidade de espécies de cistos de dinoflagelados durante o Mesozóico e Cenozóico (modificado de Lima, 2002).

B) Aspectos morfológicos dos dinocistos e organismos vivos

Os organismos vivos possuem dois flagelos desiguais, sendo que um deles enrola-se ao redor do corpo, ao longo de uma depressão transversal, chamada de cingulo, que o divide em porção anterior, o ápice, e posterior, o antápice. Quanto ao segundo flagelo, este surge de um poro flagelar situado em uma depressão longitudinal, o sulco, localizado na região ventral, de forma que a área oposta é denominada dorsal. Aqueles que possuem um sistema de vesículas com placas celulósicas, as placas tecais, limitadas por suturas são denominados de tecados (Fig.11), e atecados os que não possuem estas placas. Além destas características cita-se ainda a presença de um arqueópilo (Fig.12), estrutura através da qual o organismo ejeta o conteúdo protoplasmático. Tais características morfológicas de uma forma geral são preservadas nos cistos (Sarkis, 2002).

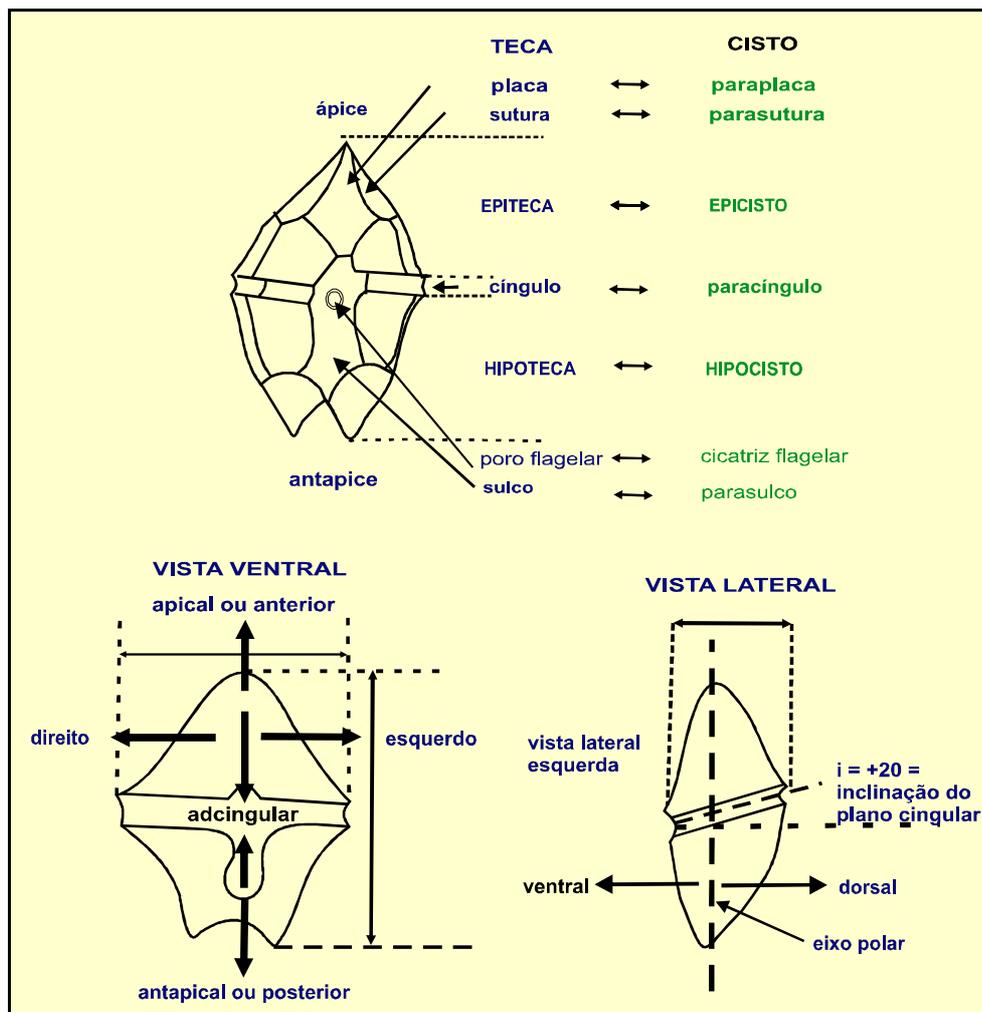


Figura 11- Organização básica do cisto e teca dos dinoflagelados (modificado Sarkis, 2002).

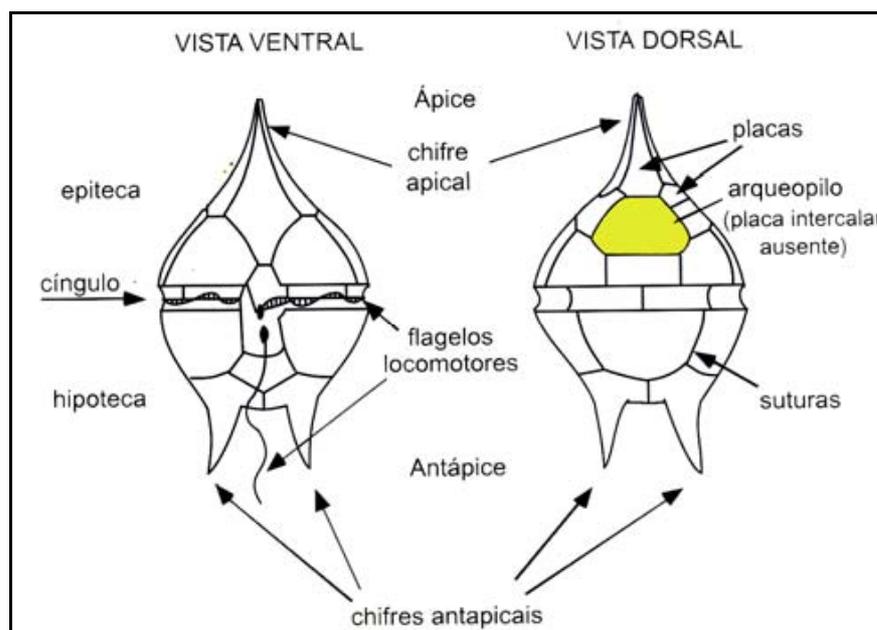


Figura 12 – Principais feições da teca com destaque para o arqueópilo (modificado de Arai & Lana, 2004)

Dessa forma, os cistos apresentam feições análogas (tabulação) as das tecas celulósicas, sendo que a estas é acrescentado o prefixo para, de forma que se têm uma paratabulação, paraplaça, parasutura, etc. A paratabulação, de forma geral, mostra-se em conformidade com o arranjo das placas na teca, mas nem sempre esta apresenta-se obviamente expressa (Lana, 1997).

Nesse contexto, os cistos podem ser proximados, ou seja, formados próximos da teca, apresentando aproximadamente a forma desta, ou corados (condensados), quando formam-se contraídos em relação á teca, apresentando, em geral, corpo esférico à subsférico, e estruturas, os processos, que mantêm contato direto com a teca. Neste caso, os cistos não mostram morfologia da teca bem definida. Quanto aos cistos cavados, estes se apresentam com duas ou mais paredes separadas, podendo ser circuncavados, bicavados, holocavados e cornucavados (Evitt, 1985).

Os dinocistos apresentam morfologia bastante variável (Fig.13) (esférico, subsférico, piriforme, pentagonal, etc.) e complexa, de forma que uma única espécie pode dá origem a cistos morfologicamente distintos (Masure, 1991).

Várias formas podem ser exibidas pela parede do corpo dos cistos. A presença de uma morfologia assimétrica é uma característica comum aos dinocistos (Arai & Lana, 2004), sendo que é possível observar que o lado esquerdo é relativamente maior que o direito (Fig.11).

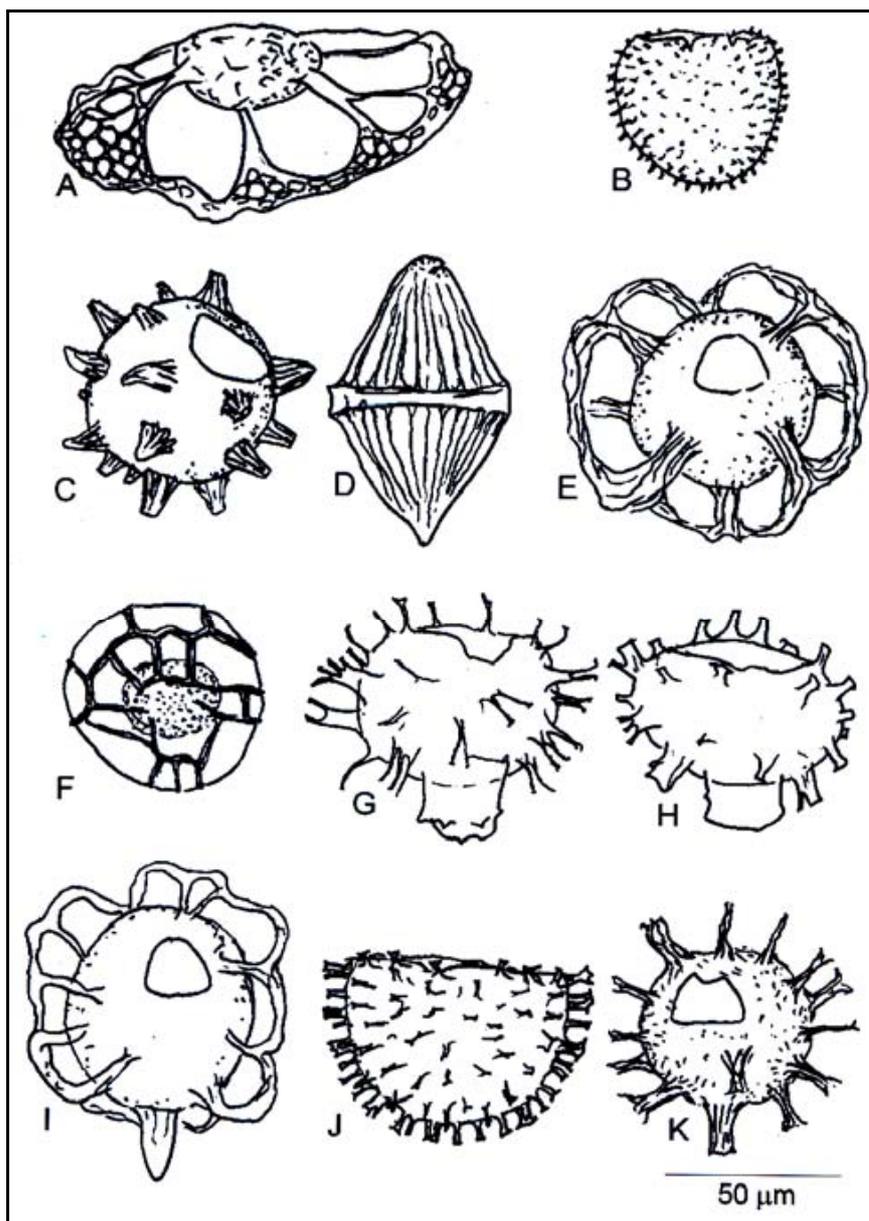


Figura 13 – Formas de dinocistos que ocorrem no Brasil. A) *Balteocysta* B) *Circulodinium* C) *Conosphaeridium* D) *Dinogymnium* E) *Disphaerogena* F) *Endoscrinium* G – H) *Florentinia* I) *Gordiacysta* J) *Heterosphaeridium* K) *Walvisia* (Arai & Lana, 2004)

C) Ciclo de vida

De acordo com as características ecológicas do ambiente, os dinoflagelados podem se reproduzir de duas formas distintas (Antunes & Melo, 2001). O ciclo de vida desse grupo de organismos caracteriza-se por possuir um estágio móvel, planctônico, e outro imóvel, bentônico. Foi descrito pela primeira vez para a espécie *Peridiniopsis lubiniensisiforme* por Diwald (1938 *apud* Evitt, 1985). Posteriormente, outros trabalhos como os dos autores, Braarud (1945), Chatton (1952), Rahat (1968), Wall (1965), dentre outros mais recentes

foram realizados, e representam importante contribuição para uma maior elucidação do ciclo de vida destes protistas.

De acordo com Diwald (1938, *apud* Evitt, 1985) a fase móvel é caracterizada por forte crescimento populacional, sob condições ambientais favoráveis. Nesta fase ocorrem sucessivas divisões vegetativas que originam gerações de células haplóides móveis, que são as tecas vegetativas. Induzidas por variáveis ambientais as tecas celulósicas haplóides passam a comporta-se como gametas e sofrem fusão originando zigotos celulósicos diplóides, que desenvolvem dois flagelos. As antigas tecas são eliminadas na fusão. O zigoto diplóide constrói uma nova teca e cresce através das bandas suturais, atingindo dimensões bem maiores em relação as das tecas vegetativas.

Ainda segundo este autor, em condições ambientais desfavoráveis, após um período de pouca atividade celular, o zigoto perde os flagelos tornando-se imóvel. Nesta etapa, o protoplasma se contrai, deslocando-se da teca, sintetizando as membranas do cisto, fase que é conhecida como encistamento. As placas da teca se quebram, se soltam ou são desagregadas por bactérias (Fig.14). O cisto, zigoto em estágio dormente, comporta-se como uma partícula sedimentar e faz parte do bento, sendo sedimentado nos substratos plataformais e lagos ou pode ser barrado pela pinoclina¹ dos oceanos. Após um período de dormência, que pode durar de horas a mais de seis meses, e considerando-se que as condições são favoráveis, o protoplasma excista através do arqueópilo, dividindo-se em novas células haplóides, as quais dão origem a tecas e flagelos, completando o ciclo (Fig.15).

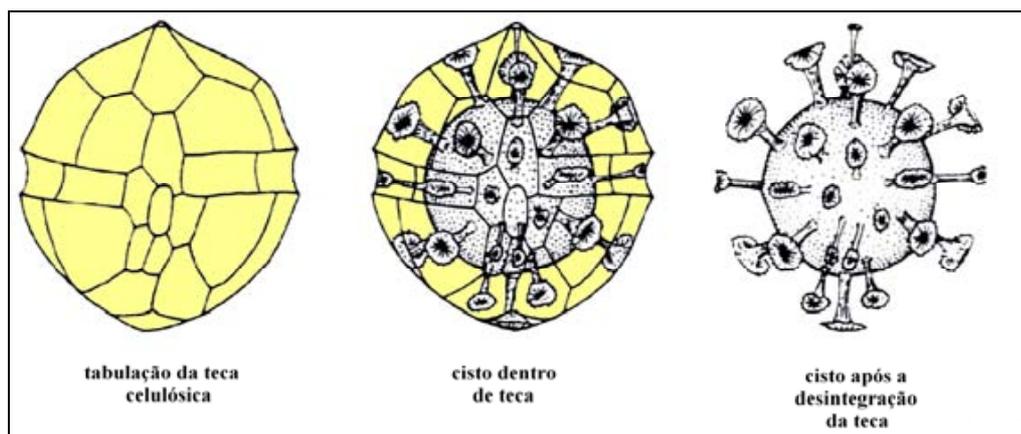


Figura 14 – Relação teca/ cisto (modificado de Evitt, 1985)

¹ Barreira física formada pelas diferenças de densidade das águas, devido às diferentes temperaturas das massas de água oceânicas.

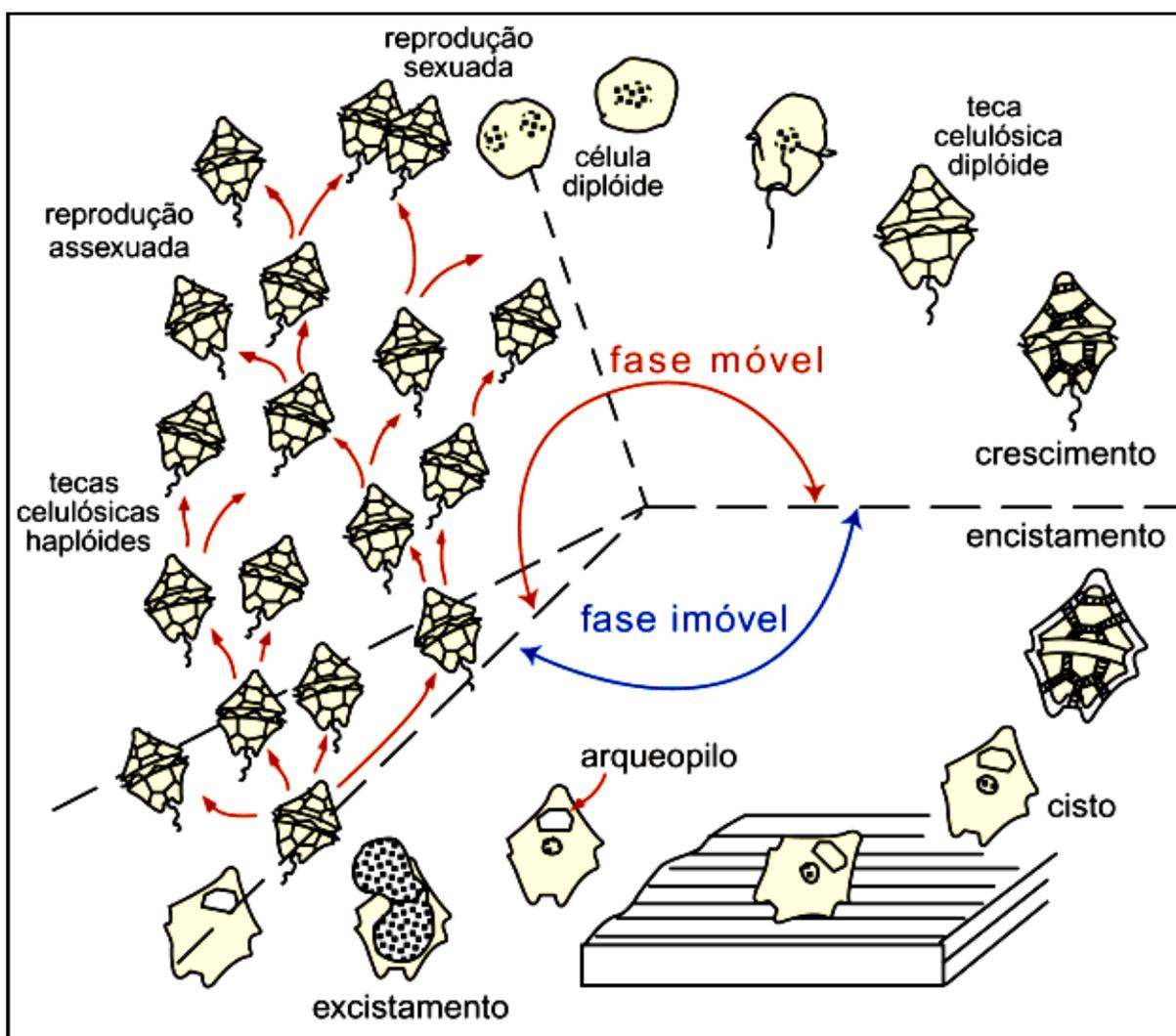


Figura 15 – Ciclo de vida do dinoflagelado (modificado de Evitt, 1985)

V. 3.2 - Palinoforaminíferos

Constitui uma pequena fração do registro palinológico, a maior parte das espécies conhecidas apresenta hábito bentônico, e têm seu registro mais antigo em depósitos do Devoniano (Antunes & Melo, 2001; Tyson, 1995). Não existe um consenso acerca da denominação mais correta para os remanescentes orgânicos referentes a foraminíferos recuperados a partir de preparações palinológicas, devido às incertezas de sua origem biológica. Tal problemática advém da inexistência de provas conclusivas se estes são, na verdade, o revestimento interno de testas calcárias ou silicosas de foraminíferos planctônicos e/ ou bentônicos, ou, representam foraminíferos verdadeiros segregadores somente de testa orgânica (Ferreira, 2004).

Para os restos de foraminíferos menores que 150 μm , é usualmente utilizado o termo “microforaminifera”, que inclui tanto testas orgânicas como inorgânicas de foraminíferos conforme Wilson & Hoffmeister (1952). No entanto, de acordo com estes autores, o registro posterior de formas acima de 700 μm mostra claramente que o critério de limite de tamanho é arbitrário e inadequado. Quanto ao termo microforaminífero quitinoso é utilizado apenas para as testas orgânicas, de acordo com Traverse e Ginsburg (1966).

A proposta de denominação, por Deák (1964), de um grupo formal **Scytinascia** implica na possibilidade destes remanescentes orgânicos representarem foraminíferos segregadores apenas de carapaças orgânicas.

Já o termo palinoforaminífero foi criado por Pantic & Bajaktarevic (1988), com finalidade meramente descritiva, não sendo limitado pelas dimensões e sem implicações quanto à origem biológica destes organismos. Assim, esta denominação foi adotada no presente trabalho por não implicar num esquema a parte de classificação, e por indicar a origem orgânica, resistente aos ácidos utilizados na preparação palinológica destes microorganismos.

Os palinoforaminíferos são exclusivamente marinhos. Dessa forma, a ocorrência destes microorganismos é interpretada como forte indicador de sedimentação em ambientes marinhos (Stancliffe, 1989).

V. 3.3 - Escolecodonte

O emprego da palavra *scolecodon* foi introduzida por Croneis & Scott (1933) para os dentes dos anelídeos. Atualmente, estão reunidos sob esta denominação os elementos dispersos, fósseis e recentes, das armaduras proboscídeos dos anelídeos poliquetas, que possuem tamanhos que variam de 0.1 a 4 mm, de cor escura, variando de marrom a preta. Quanto à morfologia, são variáveis, sendo grande parte, de forma alongada, em placas com paredes duplas e denticuladas ao longo de uma margem. No registro fóssil são raros os aparatos mandibulares completos e de boa preservação, porém são de valor inestimável no tocante a comparações entre as formas fósseis e recentes (Szaniawski, 1996).

O registro fóssil destes organismos está preservado em rochas marinhas paleozóicas, segundo Jansonius & Graig (1971, *apud* Ferreira, 2004), sendo o mais antigo reportado ao Ordoviciano inferior (Szaniawski, 1996).

V. 3.4 - Acritarcos e algas prasinofíceas

As algas prasinofíceas atuais estão presentes em quase todos os ambientes, habitando desde águas dulcícolas a marinhas, mas de acordo com Cobalth & Grenfell, (1995), apenas os táxons marinhos produzem estruturas passíveis de fossilização (ficomata).

Os acritarcos possuem afinidade biológica incerta, embora estes autores considerem esse grupo como cistos de algas fitoplanctônicas. Segundo Moldowan *et al.* (1996) a presença do composto orgânico dinosteróides triaromáticos em acritarcos do Pré-Cambriano e Triássico sustenta a hipótese de um vínculo com os dinoflagelados, considerando-se que este composto é exclusivo destes organismos. Nesse contexto, os acritarcos *stricto sensu* representam restos orgânicos *incertae sedis*, de forma que seu arranjo taxonômico é artificial. Além disso, muitas das espécies antes descritas como acritarcos são atualmente posicionadas no grupo das algas verdes prasinofíceas (Antunes & Melo, 2001).

São organismos eucariontes, unicelulares, possuem pequenas dimensões, variando de 5 a 10 μm , com parede orgânica resistente aos ataques por ácidos e de morfologia variada. Apresentam uma cavidade central circundada por uma parede de camada simples ou múltipla, constituída por esporopolenina à semelhança das plantas modernas (Cruz, 2004). Ainda segundo este autor, estes organismos possuem simetria, forma, estrutura e tipo de desenvolvimento de ornamentação bastante variada. A cavidade central apresenta-se fechada ou comunica-se com o exterior através de poros, rupturas irregulares e aberturas circulares. Tais características morfológicas são usadas na classificação taxonômica destes organismos.

V. 4 - MATÉRIA ORGÂNICA

Nas análises palinológicas as amostras férteis sempre mostram outras partículas fósseis cuja conformação não permite classificá-las como qualquer um dos microfósseis de parede orgânica, diante da impossibilidade estas partículas são genericamente denominadas matéria orgânica (Antunes e Mello, 2001). Existem várias propostas para classificar a matéria orgânica *lato sensu*, baseadas nas características ópticas dos fragmentos, porém dificilmente podem ser integralmente adotadas pelos palinólogos, em consequência das modificações das características originais da matéria orgânica submetida à etapa de oxidação (Parry et al., 1981; Habib, 1982; Staplin, 1969; Tyson, 1995, dentre outros) . Uma classificação simples, a qual pressupõe a não oxidação no decorrer da preparação palinológica, propõe que toda matéria

orgânica observada nas lâminas palinológicas pode ser dividida em dois grandes grupos: a matéria orgânica estruturada e a matéria orgânica não-estruturada (Tyson, 1995).

Os fragmentos não-estruturados são os materiais amorfos, quanto as partículas estruturadas, estas são subdivididas nos grupos de palinomorfos, dos zooclastos e fitoclastos (Tyson, 1995). Em contrapartida Mendonça Filho *et al.*(2002), divide o querogênio em matéria orgânica amorfa, fitoclastos e palinomorfos.

A matéria orgânica amorfa origina-se principalmente no fitoplâncton ou de bactérias, que constituem grande parte da biomassa marinha, e dessa forma, são considerados predominantemente elementos autóctones (Habib, 1983).

Os fitoclastos originam-se, em grande parte, de tecidos lignino-celulósico de vegetais terrestres, ou de macrófitas aquáticas. Os de natureza lenhosa são ricos em lignina, e por isso são mais resistentes ao transporte e suportam bem os processos de fossilização. Apresentam contornos nítidos, possuindo formas alongadas a equidimensionais, normalmente angulosas. Podem ser translúcidos e apresentar colorações variadas, do laranja ao marrom escuro, ou serem opacos, pretos (Bujak *et al.*, 1977; Antunes e Melo, 2001).

Já os fitoclastos não-lenhosos constituem aqueles fragmentos de tecidos celulósicos que possuem pouca lignina, como os tecidos epidermais, tais como as cutículas, e tecidos de plantas sem lenho como as herbáceas. São menos resistentes ao transporte, e possuem menor potencial de preservação Parry *et al.*(1981).

V. 5 - PALINOESTRATIGRAFIA

Alguns grupos de palinomorfos possuem gêneros e espécies que são consideradas importantes guias, sendo muito utilizadas em datações de seqüências sedimentares e correlações entre bacias. No presente trabalho destacam-se espécies de dinoflagelados, grãos de pólen e esporos.

Os esporos e grãos de pólen têm sido assinalados em sedimentos paleozóicos até o recente, deixando evidente a presença de uma antiga flora terrestre (Traverse, 1988). Estes palinomorfos mostram-se de grande valor estratigráfico para a datação de sedimentos continentais lacustres, fluviais e deltaicos (Cruz, 2004). Nos depósitos subaquosos de uma bacia, grãos de pólen e esporos, são considerados elementos alóctones por natureza. Em função disso e da acentuada dispersão, esses grãos são os únicos elementos microflorísticos que permitem correlações cronoestratigráficas entre depósitos formados em diferentes contextos ambientais. Dessa forma, por exemplo, pode-se concluir que depósitos fluviais e

depósitos de plataforma são coevos se apresentarem, em suas fácies mais finas, mesmo conteúdo esporo-polinico (Antunes & Mello, 2001).

Diversos trabalhos vêm sendo publicados demonstrando a importância destes microfósseis na correlação de sedimentos de todo o Fanerozóico (Châteauneuf & Beyre, 1974; Daemon, 1974b e Daemon & Quadros, 1970).

Quanto aos dinoflagelados, estes ocorrem desde o Triássico superior. A partir do Jurássico o grupo demonstra uma notável diversificação, atingindo máximos no Cretáceo e Paleogeno, diminuindo de forma significativa em direção ao Quaternário e Recente (Fig.10), conforme Cruz (2004).

Ainda, de acordo com este autor, a rápida evolução morfológica de cistos de dinoflagelados, aliada ao hábito planctônico de seus genitores e às distribuições cosmopolitas de espécies com eventos de surgimento e extinção bem conhecidos, confere a estes microfósseis um considerável potencial biocronoestratigráfico.

No mundo, a coleta de dados a partir de poços exploratórios de petróleo fez com que, a partir de 1980, passassem a serem construídos esquemas consistentes de zoneamento bioestratigráfico baseados em dinocistos (Williams & Bujak, 1985; Helby *et al.*, 1987; Powell, 1992), trabalhos que são tidos como clássicos de referência. Já no Brasil, embora algumas aplicações bioestratigráficas baseadas em dinoflagelados tenham sido ensaiadas antes (Regali, 1971; 1980; Regali, *et al.*, 1974 a,b), a proposição de esquemas baseados exclusivamente em dinocistos ocorreu apenas a partir dos anos 90 (Arai, 1992; 1994; Arai & Botelho, 1996; Lana, 1997; Lana & Roesner, 2002; Lana *et al.*, 2002; Sarkis *et al.*, 2002).

Para caracterizar a seção Maastrichtiano - Daniano, com atenção especial para o limite K/T, os dinocistos têm sido largamente utilizados. Além destes, algumas espécies de grãos de pólen e esporos também são usadas para datar o topo do Maastrichtiano e base do Paleoceno. Alguns estudos que abordam esse tema atestam a importância do *Dynogymnium* e do *Alisogymnium euclaense* (Drugg, 1967; Evitt, 1985; Williams & Bujak, 1985; Regali, 1991, 1994; Williams *et al.*, 1993; Arai, 1994; Sarkis (2002); Lana & Roesner, 2002, dentre outros), como guia para o Maastrichtiano superior. A *Talassiphora pelágica*, *Cordosphaeridium inodes*, *Cordosphaeridium gracile*, *Systematophora placacantha*, *Palaeocystodinium bulliforme*, *Palaeocystodinium lidiae* e *Disphaerogena carposphaeropsis* são fomas importantes na individualização do Maastrichtiano (Gorká, 1963; Regali *et al.*, 1974c; Benson, 1976; Williams & Bujak, 1977; Ionnides, 1986; Williams & Bujak, 1985; Brinkhuis & Zachariasse, 1988; Moshkovitz & Habib, 1993; Arai, 1994; Habib, 1994; Nohr-Hansen & Dam, 1997; Arai, 2005a). Quanto ao Daniano destacam-se *Damassadinium*

californicum, *Senoniasphaera inonarta* e *Carpatella Cornuta* (Hansen, 1977, 1979; Conink & Smit, 1982; Brinkhuis & Leereveld, 1988; Damassa, 1988), alguns autores consideram a *Alysocysta circumtabulata* (Helenes, 1984; Williams & Bujak, 1985; Askin, 1988) também como guia do Paleoceno inferior.

Para Williams *et al.* (1993), as formas que atravessam o limite Cretáceo-Terciário são: *Senoniasphaera inonarta*, *Senegalinium spp.*, *Oligosphaeridium complex*, *Hystriosphera tubiferum*, *Cordosphaeridium gracile*, *Cordosphaeridium fibrospinum*, *Cerodinium diebeli*, *Areoligera senonensis*, *Andalusiella spp.* e *Alysocysta circumtabulata*.

No tocante aos esporos e grãos de pólen, *Ariadnaesporites sp.*, *Cricotriporites almadaensis*, *Crassitriporites vanderhammeni*, *Gabonispuris sp.*, *Proteacedites longispinosus*, *Crassitricolporites brasiliensis* marcam o Maastrichtiano superior. Para o Maastrichtiano inferior destacam-se os esporos *Gabonispuris vigourouxii*, *Araucariacites australis*. Os polens *Proxapertites cursus*; *Proxapertites operculatus*, *Echitricolpites communis*, *Schizeoisporites eocenicus*, *Echitriporites trianguliformis*, *Veryhachium reductum* são considerados guias para o Paleoceno, de acordo com Regali *et al.* (1974c, 1994) e Ferreira (2004).

V. 6 - CONSIDERAÇÕES SOBRE O LIMITE CRETÁCEO-TERCIÁRIO (K/T)

Grande parte dos geocientistas apóia a idéia de que o planeta foi atingido por um grande asteróide ou cometa a 65 milhões de anos, acontecimento que teria sido a causa da extinção em massa ocorrida na transição Cretáceo-Terciário, segundo Alvarez *et al.* (1980). Porém, nem sempre se acreditou nessa hipótese. Em princípio, os pesquisadores, em especial, os paleontólogos, reagiram contrários a essa idéia, pois a extinção catastrófica não se encaixava nas teorias do gradualismo de Darwin. A influência do uniformitarismo, até os dias atuais impregnada nas geociências, leva muitos geólogos a relutarem a aceitar impactos como processos geológicos significantes e inevitáveis.

A hipótese que sugere o impacto de um bólido extraterrestre de grandes dimensões é sustentada por evidências geológicas e geoquímicas comuns a vários pontos no globo terrestre, as quais estão descritas em pesquisas realizadas por Bohor *et al.* (1984), Smit & Klaver (1981), Montanari *et al.* (1983), Hildebrand *et al.* (1991), dentre outros.

Algumas hipóteses alternativas propõem causas não extraterrestres para explicar os eventos de extinções, como vulcanismos, variações eustáticas do nível do mar, mudanças

paleoclimáticas, paleogeográficas e geoquímicas (Officer & Drake, 1983), neste caso considera-se que as extinções ocorreram de forma gradual.

Muitos trabalhos já foram realizados no sentido de esclarecer os bioeventos de extinção em massa ocorridos no registro geológico na transição K/T no mundo.

De acordo com Marshall (1998), na passagem K/T, ocorreu o desaparecimento de 39 a 47% dos gêneros e talvez 75% das espécies, há cerca de 65 milhões de anos. Foram registradas as extinções dos dinossauros, amonóides, numerosas famílias de corais, bivalves, gastrópodes, equinóides, muitos gêneros de foraminíferos planctônicos, radiolários, nanofósseis calcários, belemnídeos e répteis marinhos, além do desaparecimento de uma grande diversidade de plantas terrestres. É importante ressaltar que nesse limite registra-se a extinção de aproximadamente 75 % das espécies do fitoplâncton Cretáceo e 95 % do zooplâncton.

Alguns grupos da fauna e flora já se encontravam em declínio no final do Maastrichtiano (ostracodes, briozoários, amonóides, cefalópodes, bivalves, dinossauros), enquanto outros mostraram pequenas mudanças de diversidade (diatomáceas, radiolários, braquiópodes, gastrópodes, peixes, anfíbios, plantas terrestres). Apenas, uns poucos grupos de microfósseis (nanoplâncton calcário, foraminíferos planctônicos e dinoflagelados) demonstram diferentes padrões de extinção durante a passagem, de forma que não parecem ter sido afetados pela progressiva redução da diversidade biótica durante o Maastrichtiano, segundo MacLeod *et al.* (1997).

Grande parte das seções estudadas da passagem K/T localiza-se no Hemisfério Norte. As seções do hemisfério sul estão limitadas às do Ocean Drilling Program /Deep Sea Drilling Project (ODP/DSDP) e escassos afloramentos na Antártida, Nova Zelândia e América do Sul, incluindo o Brasil (Grassi, 2000).

Na América do sul, os afloramentos que contém esta seção são raros e isolados, sendo recentemente estudados em detalhe em alguns trabalhos (Albertão *et al.* 1994 a, b, c, Keller *et al.*, 1997b; Koutsoukos, 1998; Sarkis, 2002, Grassi, 2000).

CAPÍTULO VI

TAXONOMIA

VI. 1 - CLASSIFICAÇÃO DOS PALINOMORFOS

No presente capítulo, será abordada a descrição, identificação e classificação dos grãos de pólen, esporos e dinoflagelados, considerando que são os elementos mais representativos, aos outros grupos observados confere-lhes apenas o caráter paleoambiental, dispensando uma tentativa de classificação formal.

VI. 1.1 - Grãos de pólen e Esporos

Quanto à classificação dos grãos de pólen, esta se fundamenta na estratificação da esporoderma (Fig.16): a intina, que é a camada interna composta de celulose, a qual não é preservada no processo de fossilização, e a exina, composta de esporopolenina, substância resistente, passível de preservação. Na exina observam-se aberturas geminais que correspondem às partes mais delgadas da camada, as quais possibilitam a saída do protoplasma (conteúdo vivente) por ocasião da germinação. Os dois tipos básicos de aberturas encontrados são o poro, geralmente isodiamétrico, e o colpo, que se apresenta de forma alongada (Fig.17). O número, posição e distribuição do poro e colpo são variadas (Erdtman, 1952; Barth, 2004), como pode ser observado na Figura 18.

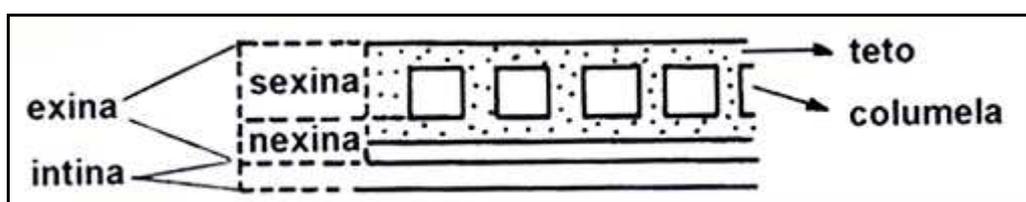


Figura 16 – Estrutura do esporoderma (modificada de Cruz, 2004).

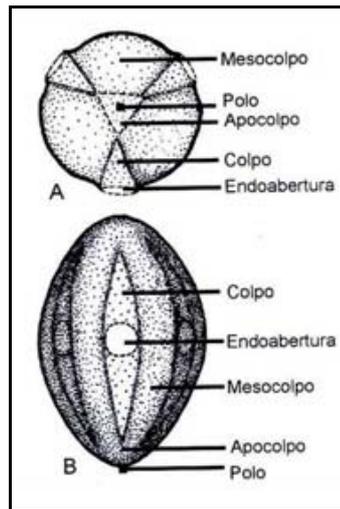


Figura 17 - Morfologia de um grão de pólen provido de três aberturas alongadas (colpos), cada uma com uma endoabertura circular (poro) A- Vista polar B- Vista equatorial (modificada de Barth, 2004).

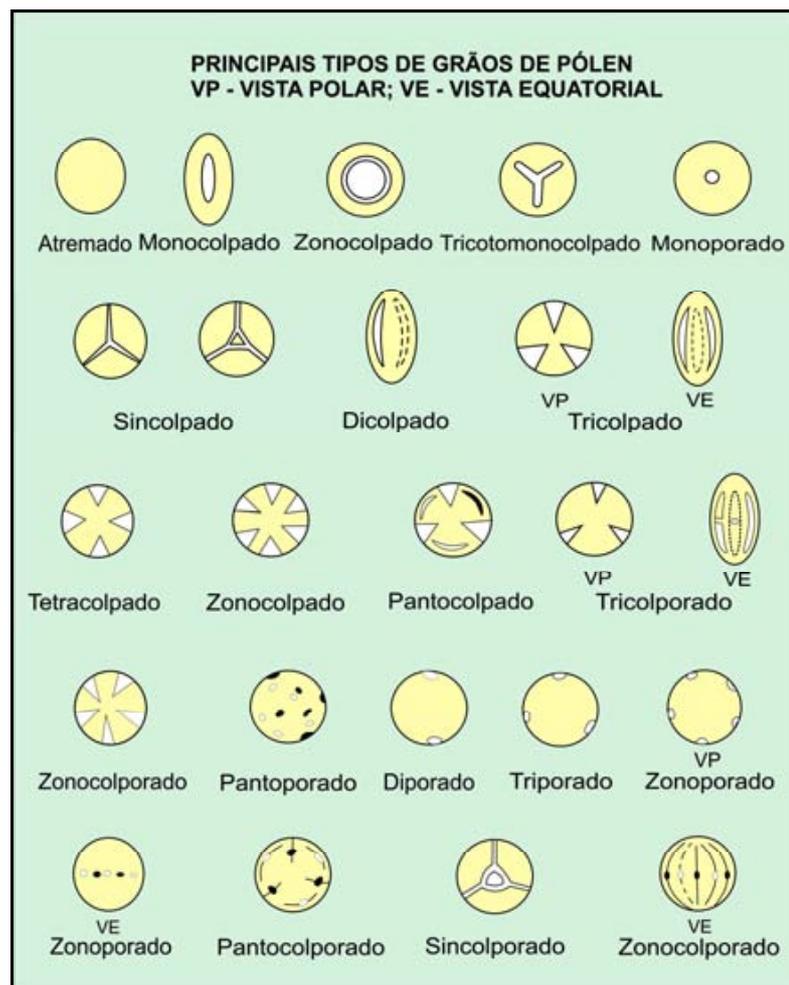


Figura 18 – Principais tipos de grãos de pólen (modificada de Cruz, 2004).

Além destes caracteres, outros, tais como estrutura da exina, forma, simetria, ornamentação e dimensões são consideradas na descrição e classificação taxonômica dos grãos de pólen (Figs. 19 e 20), conforme Cruz (2004).

A morfologia dos esporos de briófitas e pteridófitas segue, em largos traços, a dos grãos de pólen, no entanto, observa-se menos variações morfológicas. Quanto à polaridade, ao tamanho, ao âmbito e à ornamentação, a nomenclatura segue a das mesmas características dos grãos de pólen (Barth, 2004).



Figura 19 – Tipos de esculturas de superfície de grãos de pólen e esporos (modificada de Cruz, 2004).

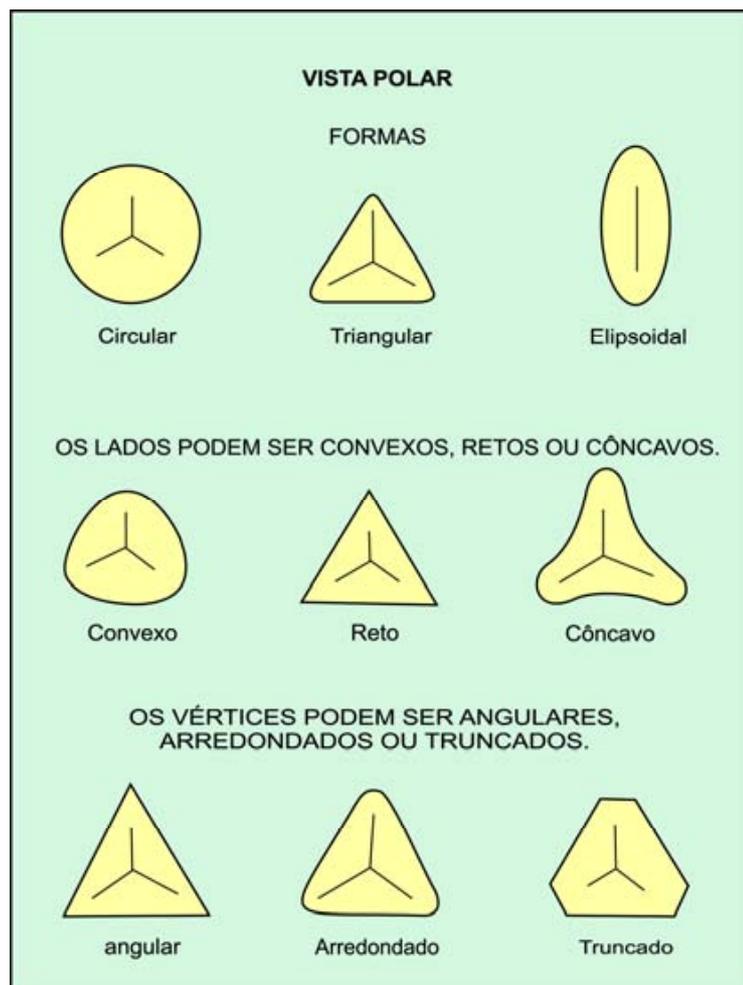


Figura 20 – Principais tipos morfológicos de grãos de pólen e esporos (modificada de Cruz, 2004).

VI. 1.2 - Dinoflagelados

Os dinoflagelados, como proposto recentemente por Fensome et al. (1993), pertencem ao Reino Protista, Divisão Dinoflagellata, que divide-se em duas subdivisões (*Dinokaryota* e *Syndinea*), sendo a primeira possuidora de quatro classes (*Dinophyceae*, *Blatodiniiphyceae*, *Noctiluciphyceae* e uma classe indeterminada). Destas, apenas somente a classe *Dinophyceae*, é interessante em pesquisas paleontológicas, pois é nela que se encontram todos os dinoflagelados que originam cistos fossilizáveis.

Ainda de acordo com este autor a classificação taxonômica dos dinocistos baseia-se na morfologia (Figs. 21 e 22) dos mesmos e na organização das paraplacas, o tipo de paratabulação.

O arranjo das placas pode ser expresso através de sistemas de tabulação, sendo o mais comumente usado o introduzido por Kofoed (1909), que consiste na numeração consecutiva das placas dispostas em séries (apical, antapical, intercalar, cingulares e sucais), de acordo com a figura 23.

Dois modelos principais de paratabulação são utilizados pelos micropaleontólogos para a classificação, **Gonyaulacóide**, que inclui os cistos condensados à proximados e **Peridinióide** (Fig.23), que contém os cistos cavados, ambos os grupos são devidamente caracterizados em Evitt (1985).

A abertura através da qual é expelido o protoplasma, o arqueópilo (Fig.24), juntamente com o cingulo e o sulco, constituem-se elementos definidores da paratabulação e são muito importantes em estudos taxonômicos. A presença de tais elementos auxilia na diferenciação entre dinoflagelados e acritarcos, seres microfítotplanctônicos, que existem desde o Proterozóico e foram muito abundantes no Paleozóico (Arai & Lana, 2004).

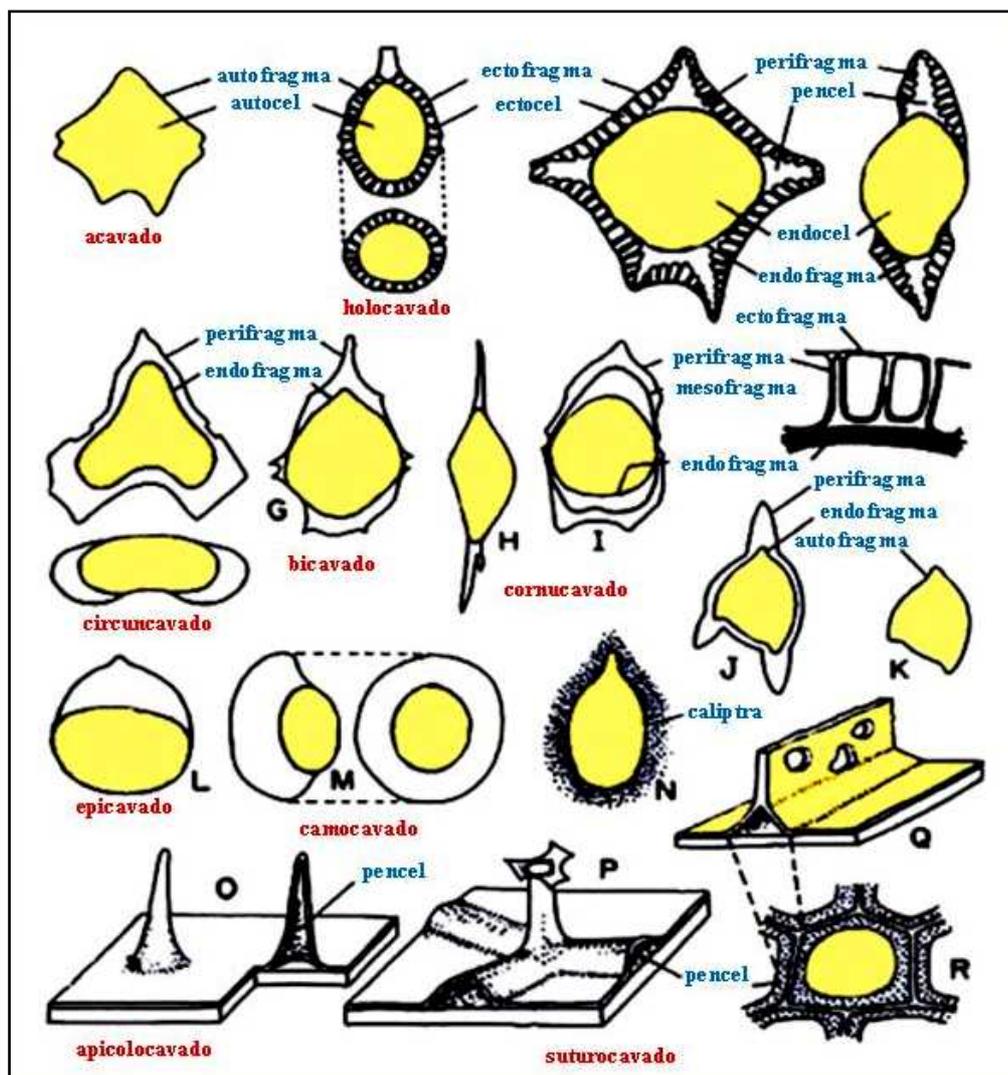


Figura 21 – Estruturas das paredes dos dinoflagelados (modificado de Evitt, 1985).

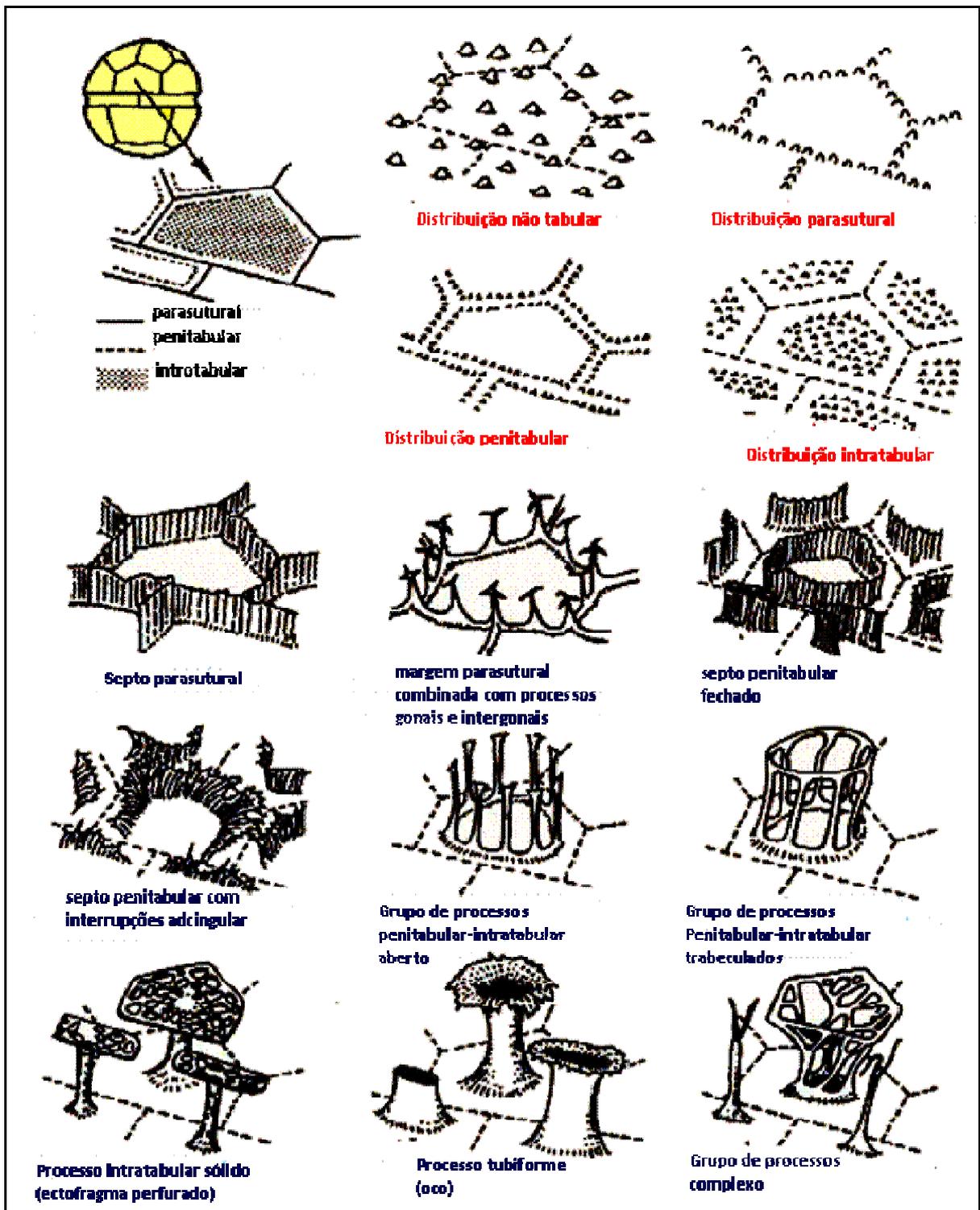


Figura 22 – Distribuição dos principais processos observados nos dinoflagelados (modificado de Sarkis, 2002).

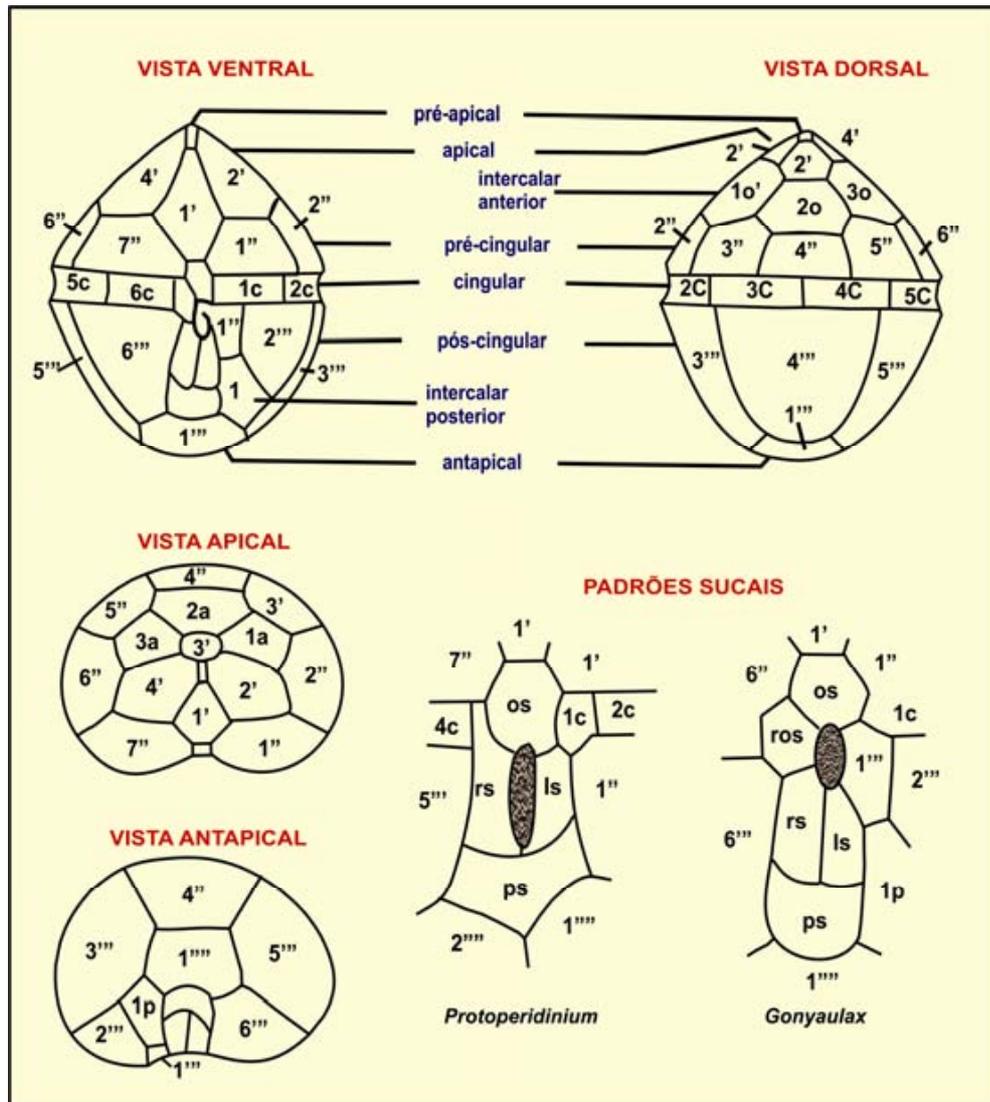


Figura 23 – Sistema de tabulação hipotético de Kofoid (modificado de Sarkis, 2002).

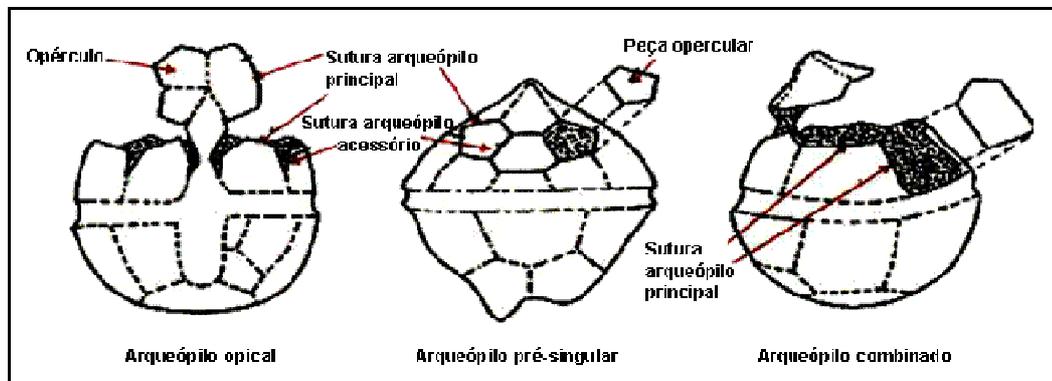


Figura 24 – Tipos de básicos de arqueópilo (modificado de evitt, 1985).

CAPÍTULO VII

ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIA

A estratigrafia de seqüências vem sendo definida como o estudo de rochas que se relacionam dentro de um arcabouço cronoestratigráfico, onde se observa a repetição cíclica de estratos geneticamente relacionados e limitados no topo e na base por discordâncias (Posamentier et al., 1988). A natureza cíclica das sucessões estratigráficas e seu provável controle pelas variações eustáticas constituem o pilar da Estratigrafia de Sequências segundo Posamentier & Allen (1994, apud Lana, 1997).

A unidade fundamental da Estratigrafia de Sequências constitui a seqüência deposicional, a qual é composta por uma sucessão de tratos de sistemas, e infere-se que foi depositada em um ciclo completo de variação relativa do nível do mar (Lana, 1997). Os tratos de sistemas compreendem pacotes geneticamente relacionados depositados ao longo das várias etapas de um ciclo de variação eustática. São caracterizados por sucessões distintas de litofácies, e podem se distinguir pelos tipos de superfícies delimitadoras, pela geometria dos estratos, posição dentro da seqüência e pelo padrão de empilhamento das parasequências que os constituem (Brown & Fischer, 1977). O reconhecimento dos tratos de sistemas promove um entendimento mais preciso referente à arquitetura deposicional de uma área, possibilitando uma inferência mais acurada acerca dos paleoambientes deposicionais (Ferreira, 2004).

As parasequências e o conjunto de parasequências são considerados as unidades fundamentais da Sequência. De acordo com Van Wagoner *et al.* (1988), a parasequência é definida como uma sucessão de camadas ou conjuntos de camadas relativamente concordantes, geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha ou superfícies correlatas. Este limite separa estratos mais antigos de outros considerados mais jovens, no qual existem evidências de um abrupto aumento da profundidade da lâmina de água. O padrão de empilhamento destas camadas de rocha dentro de um conjunto de parasequências pode ser progradacional, retrogradacional e agradacional, dependendo da razão entre a taxa de deposição e de acomodação.

A deposição dos sedimentos que compõem uma sequência deposicional inicia e termina nas proximidades de pontos de inflexão de queda eustática de um ciclo de variação relativa de nível do mar. A relação sequência/ciclo diz respeito às diversas hierarquias de intervalo de tempo e gênese dos ciclos (Ferreira, 2004). De acordo com a hierarquização proposta por Vail *et al.* (1991), largamente utilizada, a sequência compreende um ciclo de 3ª ordem, tendo duração de 0,5 a 3 Ma, e relaciona-se a variações relativas do nível do mar geradas por flutuações climáticas, sendo ainda, uma questão controversa. Quanto às sequências que correspondem a ciclos de menor ordem (4ª e 6ª ordem), estas, provavelmente, estão relacionadas a avanços e recuos de geleiras, a movimentos orbitais, à variação eustática, a tectônica, variação da temperatura das águas oceânicas, além de ciclos de natureza local e produto da dinâmica dos sistemas deposicionais.

Uma sequência é constituída pelo Trato de Sistema de Mar Baixo (TSMB) (*Lowstand Systems Tract – LST*), Trato de Sistema Transgressivo – TST (*Transgressive Systems Tract – TST*) e Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA) (*Highstand Systems Tract– HST*), como pode ser observado na figura 25.

VII. 1 - TRATO DE SISTEMA DE MAR BAIXO (TSMB)

Os sedimentos relacionados ao Trato de Sistema de Mar Baixo (TSMB) são depositados a partir do início de uma queda relativa do nível do mar, ou seja, quando a taxa de queda eustática apresenta-se maior que a taxa de subsidência no limite deposicional da linha de costa (Ferreira, 2004). O trato de mar baixo é constituído por dois tipos de depósitos: o leque de assoalho de bacia e a cunha de mar baixo, de acordo com Antunes & Melo (2001).

Com a queda do nível do mar ocorre a migração da linha de costa em direção à bacia, de forma que a plataforma é exposta, sendo submetida à erosão e incisão fluvial em decorrência do ajuste do perfil de equilíbrio dos rios ao nível de base (Posamentier & Vail, 1988). Sedimentos continentais e de plataforma são transportados rapidamente para o fundo da bacia e como consequência deste processo formam-se os leques de bacia, onde podem ser observados vários microfósseis retrabalhados, em sua maioria, pertencentes à ambiente terrestre e/ou marinho proximal, a maior parte de hábito bentônico. Em contrapartida, a deposição de fósseis contemporâneos à formação dos leques é rara, e estes são observados freqüentemente em suas porções mais distais (Antunes & Melo, 2001).

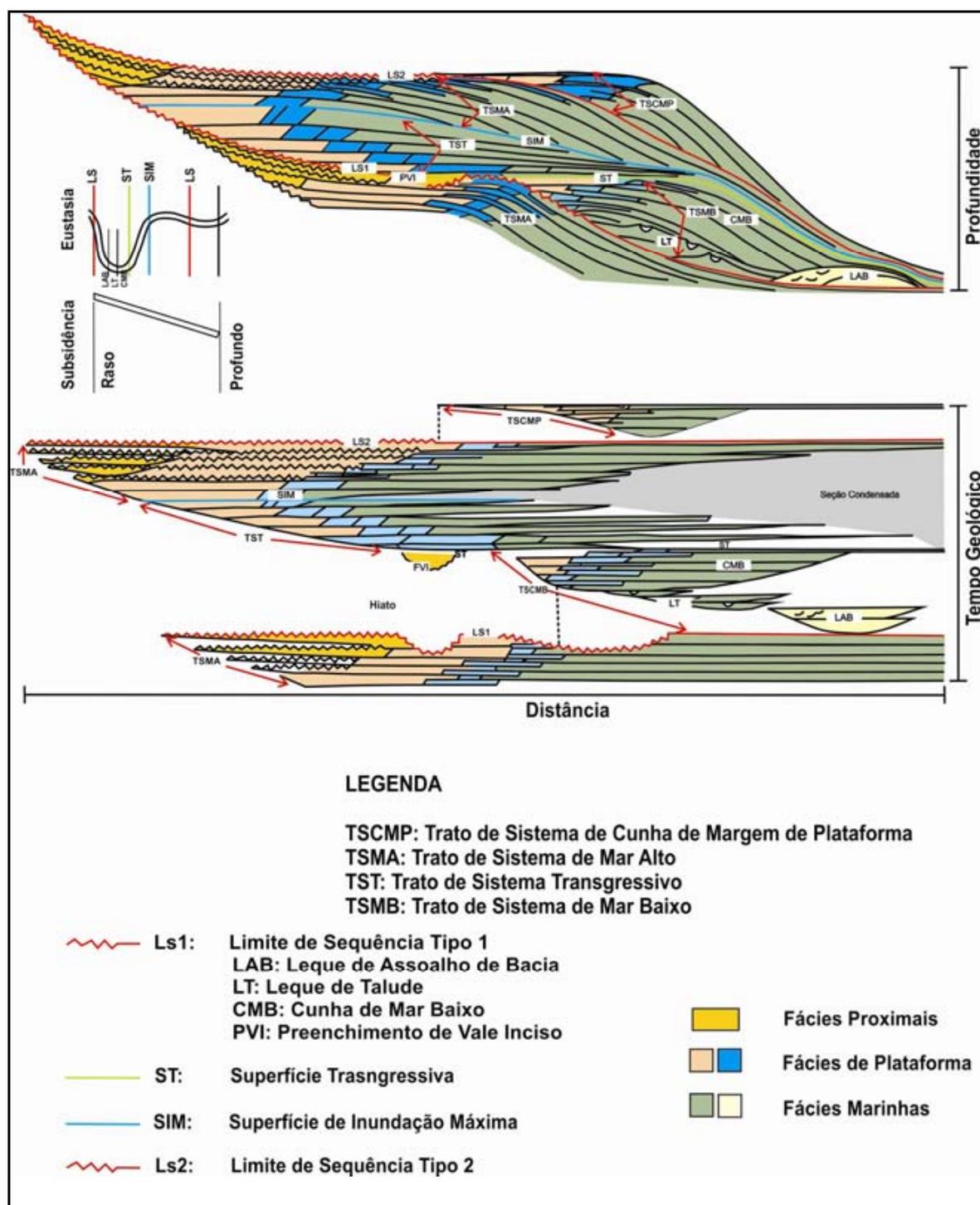


Figura 25 - Tratos de Sistema (modificado de Lima, 2002).

Ainda segundo este autor, a deposição da cunha de mar baixo inicia-se a partir da diminuição da taxa de queda do nível do mar e desenvolve-se até o começo da elevação subsequente, caracterizando-se segundo Van Wagoner *et al.*(1988), por um padrão de empilhamento progradacional ou agradacional de parasequências.

Quanto à micropaleontologia, a biofácies tende a apresentar, em especial, elementos proximais e formas não marinhas. Microfósseis planctônicos não devem ser abundantes na região de talude, considerando que a influência continental é marcante, devido ao desenvolvimento de uma plataforma relativamente estreita. No entanto, em cunhas mesocenoicas a ocorrência de dinoflagelados pode ser marcante, pois se sabe que tais organismos proliferaram-se mais acentuadamente em águas ricas em nutrientes (Antunes & Melo, 2001)

VII. 2 - TRATO DE SISTEMA TRANSGRESSIVO (TST)

Quando a subida eustática do nível do mar sobrepuja a subsidência regional, tem início a subida relativa do nível do mar, marcando o começo de uma transgressão marinha de acordo com Posamentier & Allen (1999). Esse trato é limitado por superfícies de afogamento que se fundem nas porções mais distais da bacia. O limite inferior origina-se em decorrência da migração abrupta do *Onlap* costeiro para o interior do continente, sobrepassando rapidamente a região de plataforma que compõe a sequência anterior. A superfície limitante superior do trato transgressivo é denominada superfície de inundação máxima (*maximum flooding surface* – MFS), sendo sua origem relacionada ao momento de taxa máxima de elevação do nível do mar, durante o desenvolvimento de uma sequência (Antunes & Melo, 2001).

O trato de sistema transgressivo é formado por uma sucessão de parasequências retrogradacionais e agradacionais, que inferem seguidos eventos de inundação. Os sedimentos terrígenos encontram-se nas porções mais proximais e os hemipelágicos passam a cobrir a plataforma até a fase de máxima inundação. Em regiões mais distais da bacia ocorre a deposição de sedimentos pelágicos ou hemipelágicos, com taxas muito baixas, originando as seções condensadas (Loutit *et al.*, 1988).

No que concerne aos microfósseis, os depósitos proximais deste trato de sistema, deve conter elementos continentais em abundância tais como os grãos de pólen, esporos, e matéria orgânica lenhosa. Quanto aos organismos marinhos, prevalecem aqueles de hábito bentônico, dentre os quais estão os foraminíferos e ostracodes. Nas porções distais são frequentes os microfósseis planctônicos, como os foraminíferos e nanofósseis calcários, e são raras as formas continentais (Ferreira, 2004).

VII. 3 - TRATO DE SISTEMA DE MAR ALTO (TSMA)

Este é o trato mais superior de uma seqüência, sendo formado durante a fase final de subida do nível do mar, quando a sua taxa já não se apresenta tão elevada, e início da subida subsequente, de acordo com Ribeiro (2001). Neste trato observa-se um padrão de empilhamento de parassequências agradacionais na fase inicial, com preenchimento do espaço gerado, já na fase final prevalecem as parassequências progradacionais, apresentando gradação subordinada (Posamentier *et al.*, 1988).

No tocante à micropaleontologia, foi observada a presença de palinórfos terrestres, foraminíferos bentônicos, acritarcos e dinoflagelados em áreas plataformais intermediárias e externas. Em contrapartida, é inexpressiva a ocorrência de foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários, em decorrência da turvação das águas devido ao aporte terrígeno. Em porções mais distais os foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários são abundantes, já os dinoflagelados e acritarcos são menos freqüentes. São encontrados também, além desses microfósseis, restos orgânicos continentais e retrabalhados de regiões de plataforma (Antunes & Melo, 2001).

VII. 4 - A PALINOLOGIA E A ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

A micropaleontologia mostra-se como uma importante contribuição à Estratigrafia de Sequências. A estimativa da amplitude cronoestratigráfica das sequências só pode ser estabelecida de forma coerente, consistente e integrada através da bioestratigrafia, permitindo o empilhamento estratigráfico das sequências deposicionais. Além disso, a bioestratigrafia permite o dimensionamento dos hiatos envolvidos nas discordâncias erosivas que delimitam as sequências (Antunes & Melo, 2001).

Ainda segundo este autor, a micropaleontologia, por si só, não é capaz de analisar uma bacia sedimentar sob a ótica da Estratigrafia de Sequência, porém fornece relevantes informações que permitem a identificação e caracterização das sequências deposicionais e seus constituintes.

No que diz respeito à palinologia, o registro de uma gama de palinórfos provenientes de diversos reinos e de uma ampla gama de ambientes, somado a fácil obtenção de altas concentrações de elementos a partir de poucas gramas de sedimentos, faz desta ciência uma importante ferramenta em pesquisas que abordam a estratigrafia de sequências (Ferreira, 2004).

Gregory & Hart (1992), propuseram um modelo para a predição do comportamento de grupos de palinórfos em relação à variação do nível do mar em sistemas siliciclásticos e marinho distal. Eles utilizaram como parâmetros as razões entre palinórfos continentais (alóctones) e marinhos (autóctones), as diversidades destes grupos, as abundâncias, freqüências relativas, além da diversidade de palinórfos retrabalhados.

Estes autores observaram que as associações palinológicas encontradas em tratos de sistema de mar baixo, onde ocorre o deslocamento de fácies continentais em direção à bacia, apresentam uma composição mista, com formas continentais e marinhas. Os organismos marinhos apresentam baixa diversidade em decorrência da turvação das águas provocada pela quantidade de material em suspensão, o que torna o ambiente não propício para o pleno desenvolvimento da vida. Segundo (Poumot, 1989), os esporos podem apresentar-se em abundância neste trato de sistema.

Quanto aos palinórfos retrabalhados, estes foram encontrados em tratos de sistema de mar alto e mar baixo. O grau de degradação mostra-se variado e depende do processo de transporte, que têm influência sob o processo físico e estado de preservação dos elementos (Hart, 1986).

Em tratos de sistema transgressivo, as associações palinológicas podem apresentar um aumento da abundância e diversidade dos dinoflagelados, que alcançariam valores máximos nas proximidades da superfície de inundação máxima, conforme observações realizadas por Steffen & Gorin (1993), em uma sequência carbonática de talude-bacia do Jurássico superior-Cretáceo Inferior da bacia Vocontiana, na França.

Em contrapartida, Tyson (1995) observou que as maiores diversidades de dinoflagelados produtores de cisto não atingem paleobatimetrias mais profundas de um ciclo eustático. De acordo com Moshkovitz & Habib (1993), nos sedimentos ricos em matéria orgânica amorfa de origem marinha contendo a passagem K/T, em Alabama e Georgia, os valores máximos de diversidade de dinocistos foram observados no TST abaixo da superfície de inundação máxima.

Para Stover *et al.* (1996), a diversidade de dinoflagelados e a abundância mostram-se maiores nos estratos da parte inferior do TST, havendo um decréscimo destes parâmetros nos estratos superiores, observando-se nesta região um aumento da abundância de esporos e grãos de pólen. No TSMB, estes organismos apresentam baixa diversidade, em especial, em direção proximal, e nem sempre está associada à presença de palinórfos retrabalhados.

Em tratos de sistema de mar alto, a resposta dos palinórfos ao avanço das progradações vai depender da proximidade dos deltas, de forma que nas porções mais

proximais observam-se em proporções aproximadas tanto elementos marinhos, quanto continentais, já nas áreas mais distais ocorre a dominância de formas marinhas, segundo Gregory & Hart (1992). Conforme Stover *et al.* (1996), neste trato, o máximo da diversidade e abundância de dinoflagelados é observado em torno e logo acima da superfície de inundação máxima, sendo acompanhado, em seguida, de um gradual decréscimo na parte superior do trato de sistema de mar alto.

CAPÍTULO VIII

INFERÊNCIAS PALEOAMBIENTAIS E PALEOECOLÓGICAS

VIII. 1 - PALINOMORFOS CONTINENTAIS

VIII. 1.1 - Esporos e Grãos de pólen

A identificação dos paleoambientes com as mudanças climáticas e sucessões ecológicas são caracterizadas e identificadas pelos palinogramas característicos de cada época. Os esporos e grãos de pólen podem ser de grande importância na interpretação da origem dos sedimentos e do tempo de sedimentação (Cruz, 2004).

Grande parte dos esporos e grãos de pólen é equivalente, do ponto de vista hidrodinâmico às partículas silte e areia fina, e possuem baixa densidade, aproximadamente 1.2 (Stanley, 1966; Traverse, 1988). Nesse contexto, os palinomorfos transportados em meio líquido comportam-se como um grão sedimentar, estando sujeitos as mesmas leis físicas (Ferreira, 2004).

Os palinomorfos podem ser transportados a longas distâncias pelos rios e correntes oceânicas. A abundância e padrão de distribuição destes elementos nos sedimentos sofrem influência de fatores tais como a distância da área fonte, taxa de sedimentação e granulometria dos sedimentos (Muller, 1959).

De acordo com o mesmo autor a abundância de esporos e grãos de pólen nos sedimentos marinhos decresce rapidamente, em escala logarítmica, à medida que se afasta da linha de costa (Fig.26). Em comparação acerca da dispersão de grãos de pesos distintos, constatou-se que as formas mais pesadas concentram-se em sedimentos estuarinos, costeiros, em contrapartida, aquelas mais leves são transportadas por suspensão até áreas plataformais mais distais. Heusser (1988) observou que os sedimentos marinhos proximais dominados por

areia podem apresentar aproximadamente 40 vezes menos grãos de pólen e esporos por cm^3 em comparação aos sedimentos sílticos do talude continental. Ainda, segundo este autor, o maior aporte de grãos de pólen/esporos para a bacia marinha coincidia com o período de maior descarga sedimentar através dos rios, e não com a época de maior produtividade polínica registrada na região.

Heusser & Balsam (1977) verificaram que a distribuição de palinomorfos pode ter um caráter bimodal, sendo baixa na plataforma, dominada por maior energia, alta no talude, novamente baixa, nas áreas baciais.

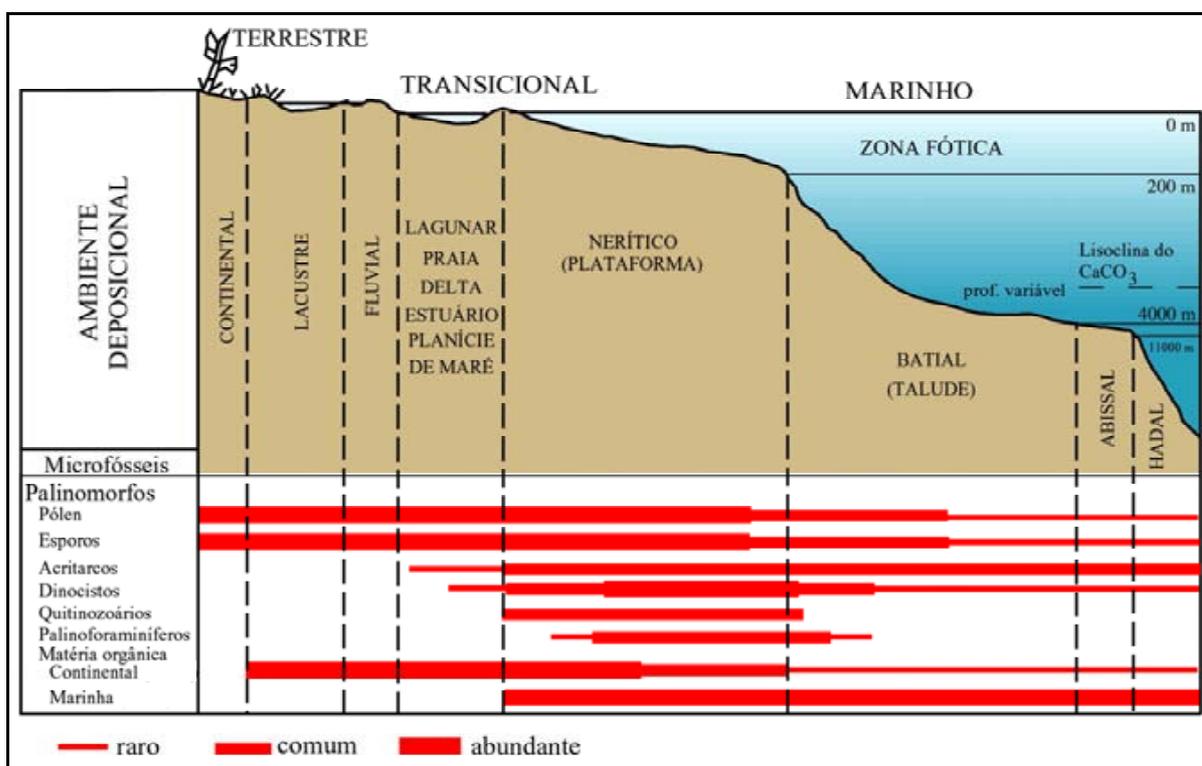


Figura 26 - Distribuição dos palinomorfos ao longo do perfil proximal-distal (Lister & Batten, 1988).

VIII. 1.2 - Algas clorófitas

As algas clorófitas, em estudos palinológicos, são indicadoras de água doce (Ferreira, 2004). Nesta ordem, destaca-se o *Pediastrum*, frequente no plâncton, vivendo sobre macrófitas submersas e sobre o fundo. A razão de crescimento deste organismo depende, em especial, da intensidade da luz e do fornecimento de nitratos. A salinidade é uma variável inibidora do crescimento e reprodução destas algas verdes. Além disso, estes organismos

parecem estar associados mais freqüentemente a lagos hiper-eutrófico, com colunas d'água instáveis segundo pesquisas realizadas por Cronberg (1982 apud Ferreira, 2004).

No registro fossilífero *Pediastrum* muito provavelmente foi abundante em lagos tropicais a subtropicais, de baixa salinidade e permanentes de acordo com Hutton (1988). Espécimes de algas verdes, da ordem Zygnematales e do gênero *Botryococcus*, também são importantes indicadores ambientais. Os esporos da ordem Zygnematales têm sido usados como indicadores paleoecológicos, principalmente em seções do Neogeno, como exemplo, cita-se o estudo realizado em seção sedimentar depositada em ambiente pantanoso, na Holanda, realizada por Van Geel (1978). A maior parte dos espécimes representantes do gênero *Botryococcus* é documentada no registro fóssil em fácies deltáica, lagunar, fluvial e lacustrina (Batten & Lister, 1988).

VIII. 2 - PALINOMORFOS MARINHOS

No tocante aos palinomorfos marinhos, podemos citar como bons indicadores paleoambientais os dinoflagelados, palinoforaminíferos, escolecodontes, além dos acritarcos.

VIII. 2.1 - Dinoflagelados

Os dinoflagelados são encontrados nos mais diversos meios, de marinho a continental. No entanto, é no plâncton marinho, onde se encontra a maior parte dos espécimes, desenvolvendo-se, principalmente em ambientes neríticos de baixas a médias latitudes, onde fatores como disponibilidade de nutrientes, oxigenação, luminosidade, temperatura e salinidade apresentam-se mais favoráveis a seus ciclos de vida (Wall *et al.*, 1977).

Estudos de abundâncias absolutas (expressas em número de cistos por cm³ ou grama de sedimento) de dinocistos nos sedimentos marinhos demonstram que existe uma relação do aumento das concentrações com o perfil batimétrico “proximal-distal”, refletindo basicamente uma conjunção das condições de aumento da salinidade com a diminuição da diluição siliciclástica (Muller, 1959). Este aumento é notável ao longo da plataforma, desde as áreas estuarinas/ costeiras até atingir concentrações máximas na plataforma externa e na parte superior do talude continental. Após estes máximos, as concentrações decaem significativamente com a continuação do aumento da profundidade e da distância da linha de costa (Fig.26), de acordo com Davey & Rogers (1975). Porém, esta relação não ocorre de

maneira linear, de forma que é afetada por outras variáveis tais como padrões de circulação das correntes marinhas, o retrabalhamento de sedimentos, dentre outros (Arai & Lana, 2004).

Alguns gêneros e espécies ou associações de dinoflagelados são capazes de inferir condições paleoecológicas específicas. A determinação de “ecogrupos-guias” mostra-se ainda incipiente no Cretáceo e Terciário, mas tentativas concretas têm sido realizadas (Köthe, 1990; Lana, 1998), dentre outros.

Köthe (1990) em pesquisa paleoecológica de associações de dinoflagelados em seções paleogênicas que afloram na Alemanha, baseando-se na abundância relativa e diversidade de dinoflagelados, individualizou “eco-grupos” relacionados à distância da linha de costa, salinidade, profundidade e temperatura. Estudos realizados por Vernal & Mudie (1992, apud Ferreira, 2004), mostraram que as variações nas associações de dinoflagelados durante as transições glacial-interglacial no Mar do Labrador são marcadas por marcante aumento nas concentrações de dinocistos e aumento da diversidade de espécies, demonstrando, dessa forma a influência do clima na distribuição destes organismos.

Hultberg & Malmgren (1986), em estudo das distribuições dos dinocistos e foraminíferos planctônicos de sedimentos do Cretáceo Superior da Dinamarca e Suécia, relacionaram variações nas diversidades específicas de dinocistos com variações de profundidade, demonstrando a tendência de distribuição das associações ao longo do perfil distal-proximal. Pesquisas realizadas em seções siliciclásticas, observando parâmetros como diversidade das associações de dinocistos e razões palinomorfos continentais/ palinomorfos marinhos, confirmaram a existência dessa tendência (Habib & Miller, 1989).

No contexto dessa linha de pesquisa, os altos índices de diversidade de dinoflagelados relacionam-se a lâminas de água mais profundas, por outro lado, índices baixos a paleobatimetrias mais rasas, possivelmente tais variações representam episódios de transgressão/regressão (Masure, 1984; Goodman, 1979; Lister & Batten, 1988, Habib e Miller, 1989).

Como abordado anteriormente, algumas espécies e gêneros, por si só, são capazes de fazer inferências acerca dos ambientes antigos de sedimentação (Fig.27), como demonstram os estudos realizados sobre a paleoecologia do grupo (Jain & Millepied, 1975; Jarvis *et al.*, 1988; Marshall & Batten, 1988; Köthe, 1990, Leckie *et al.*, 1990; Courtinat *et al.*, 1991; Eshet *et al.*, 1992; Wilpshaar & Leereveld, 1994).

VIII. 2.2 - Palinoforaminíferos

De acordo com Decome (1982, apud Lana, 1997), os palinoforaminíferos são exclusivamente marinhos, de forma que a ocorrência do grupo tem sido interpretada como importante indicador da sedimentação em ambientes marinhos, segundo estudos realizados por Tschudy (1969). Grande parte dos palinoforaminíferos é representada por formas bentônicas (Tyson, 1995; Antunes & Melo, 2001), conforme Davey (1978) e Piasecki (1986), as formas planctônicas são consideradas as principais produtoras dos revestimentos orgânicos encontrados nas preparações palinológicas, de sedimentos Cretáceos de águas mais profundas.

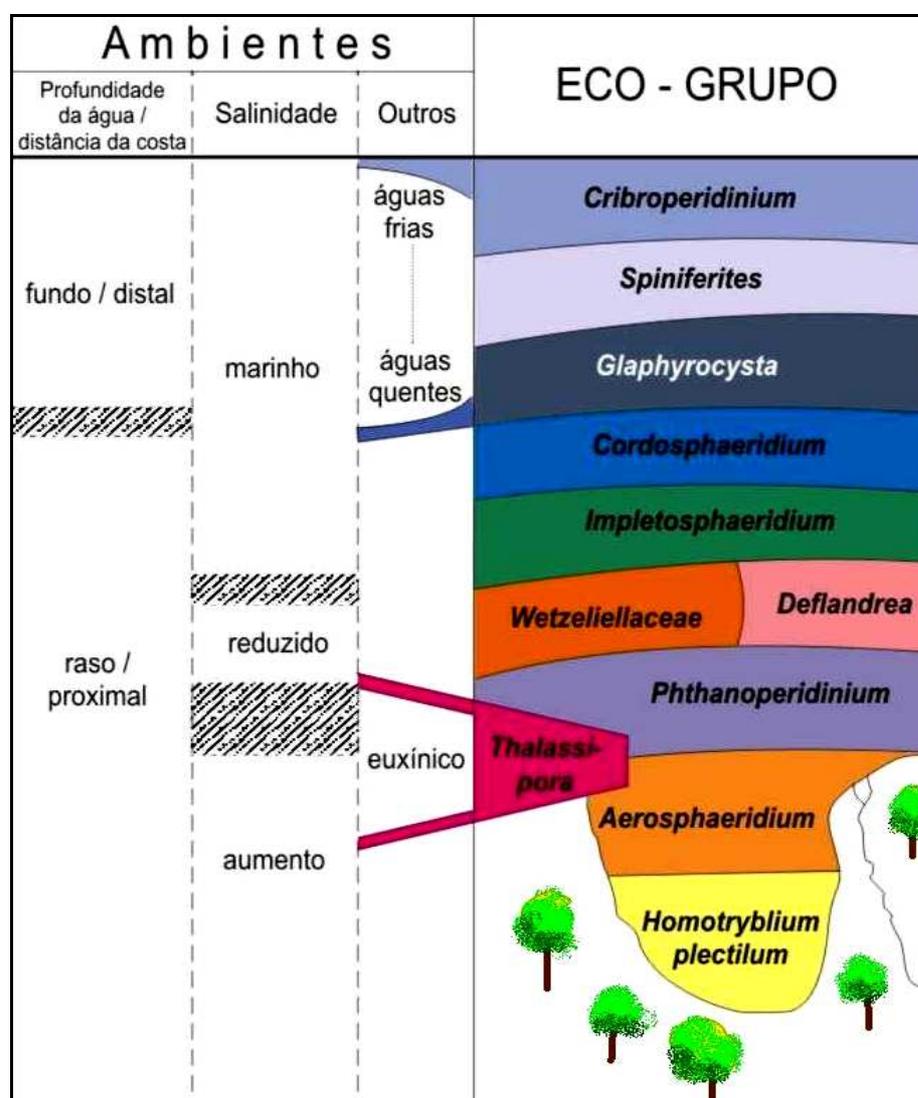


Figura 27 – Modelo paleoecológico com base em eco-grupos de dinoflagelados (Köthe, 1990).

Para interpretações paleoecológicas deste grupo, é essencial o conhecimento acerca de sua ocorrência e distribuição nos sedimentos modernos. Em pesquisa palinológica realizada em sedimentos atuais, na região do delta do rio Orinoco, na Venezuela, Golfo de Paria, e regiões plataformais adjacentes, Muller (1959), verificou que o padrão de distribuição dos palinoforaminíferos demonstrou maiores concentrações em ambientes marinhos plataformais em comparação com ambientes sedimentares estuarinos e litorâneos, sob forte influência de sedimentação deltáica, onde estes são praticamente ausentes. Para Tyson (1995), essa tendência ocorre devido ao efeito de diluição por constituintes orgânicos ou inorgânicos terrígenos, ou simplesmente reflete condições de maior produtividade em condições mais distais, livres do aporte de terrígenos.

No entanto, Mckee *et al.* (1959), analisando os sedimentos finos lagunares de atóis atuais, observaram concentrações relativamente altas de palinoforaminíferos em águas rasas, mas também em zonas mais profundas dominadas por lama carbonática. Ambientes carbonáticos apresentam geralmente grandes concentrações de palinoforaminíferos provavelmente devido à alta disponibilidade de nutrientes segundo (Traverse & Ginsburg, 1966).

Cross *et al.* (1966), argumentam que apesar das altas concentrações serem provavelmente favorecidas pela disponibilidade de nutrientes em áreas de ressurgências sazonais, parecem estar relacionadas mais diretamente com as altas salinidades do meio, condições atuantes mesmo na ausência de ressurgência.

Embora estes microfósseis sejam mais abundantes em áreas da plataforma livres da influência de terrígenos, como já discutido anteriormente, suas concentrações decrescem à medida que se avança para águas mais profundas do talude e bacia (Fig.26), como observado em pesquisa por Melia (1984).

VIII. 2.3 - Escolecodontes

No tocante a importância dos escolecodontes em interpretações paleoambientais, a aplicação paleoecológica mais significativa refere-se ao uso de ocorrências de escolecodontes para a distinção entre fácies anóxicas e disóxicas em sedimentos mesozóicos (Courtinat & Méon, 1991). Estudos realizados por Cuomo e Bartholomew (1991), demonstraram que os poliquetas pequenos são organismos euritóticos e oportunistas, sendo particularmente tolerantes à deficiência de oxigênio, de forma que podem ocorrer abundantemente em condições disóxicas a subóxicas.

VIII. 2.4 - Algas prasinofíceas e acritarcos

As algas prasinofíceas são observadas em ambientes dulcícolas e marinhos, mas apenas as espécies marinhas se fossilizam. O reconhecimento destes organismos no registro sedimentar mostrou que alguns gêneros são bons indicadores paleoambientais tais como: *Tasmanites*, *Pterospermella*, *Cyclopsiella* e *Crassosphaera*, entre os quais têm destaque o gênero *Tasmanites*, que associado ou não a outros palinomorfos como dinoflagelados e acritarcos, têm promovido melhor compreensão acerca das condições ambientais reinantes no sítio deposicional. No geral, a observação de massas dessas algas tem sido relacionada a folhelhos negros depositados em mares epicontinentais como oposição a áreas de ressurgência (Prauss & Riegel, 1989). De acordo com Mullins *et al.* (2004) temperatura, salinidade, energia do ambiente, disponibilidade de nutrientes, luminosidade, latitude, proximidade da costa (Fig.26), dentre outras variáveis, são os fatores controladores destes organismos em ambiente marinho.

Combaz (1967), em seus estudos observou a associação de *Tasmanites* e acritarcos, inferindo condições ambientais de águas rasas e baixa salinidade para as rochas paleozóicas do Sahara.

A dominância das algas prasinofíceas sob acritarcos e dinoflagelados é usada como um indicativo de redução de salinidade na superfície da água e /ou de estratificação da coluna d'água pela salinidade, condições anóxicas na parte inferior da coluna d'água (Ferreira, 2004; Farrimond *et al.*, 1989). Já, a abundância destas algas, juntamente com acritarcos e dinoflagelados, sugere que a sedimentação ocorreu sob uma termoclina ou em áreas de ressurgência, Conforme Ferreira (2004).

VIII. 3 - MATÉRIA ORGÂNICA

A matéria orgânica também é um elemento importante para interpretar as condições reinantes nos ambientes antigos de sedimentação. Com relação aos fitoclastos não-lenhosos, ricos em celulose, possuem menor potencial de preservação e são menos resistentes ao transporte. Logo, em áreas proximais é esperada uma maior concentração destes elementos associados aos fitoclastos lenhosos. Já nas partes mais distais da bacia, os fitoclastos não-lenhosos apresentam-se em menor quantidade em comparação aos lenhosos, que segundo Mann (1988), por serem quimicamente estáveis, são mais resistentes ao transporte, redeposição e degradação microbiana. No entanto é importante salientar que, em geral, nestas

partes da plataforma continental, os fitoclastos não apresentam frequências muito expressivas (Fig.26) (Antunes & Mello, 2001).

Segundo estes autores a matéria orgânica amorfa, comprovadamente marinha (autóctone), em princípio, é homogênea ao longo de toda a parte superficial do corpo aquoso (zona fótica). Porém, devido a uma questão de energia hidrodinâmica do meio, a sua deposição e preservação ocorre preferencialmente em regiões mais distais (Fig.26). Segundo Lana (1997), seu comportamento hidrodinâmico é comparável ao dos palinórfos pequenos e mais leves, de maior poder de suspensão e transporte, de forma que sua deposição ocorre como uma chuva ao longo da coluna d'água.

A distinção e estimativas percentuais dos elementos alóctones e autóctones são elementos importantes nos estudos paleoambientais de uma seqüência sedimentar (Antunes & Mello, 2001).

CAPÍTULO IX

RESULTADOS E DISCUSSÕES

IX. 1 - RESULTADOS PALINOLÓGICOS

Na presente dissertação, são apresentados os resultados qualitativos e quantitativos da análise palinológica realizada nos afloramentos estudados. Para cada afloramento foi construída uma tabela de distribuição e amplitude estratigráfica dos palinomorfos.

Dentre os palinomorfos observados, os dinoflagelados foram os mais abundantes e diversificados contando no total com 48 espécies e 24 gêneros, de forma que outros grupos marinhos, tais como escolecodontes, acritarcos e palinoforaminíferos, e as formas continentais, aparecem em menores proporções. Apenas em poucos pontos de coleta os elementos continentais igualam-se ou são mais abundantes em relação às formas marinhas, como será discutido posteriormente neste capítulo.

No anexo 4 podem ser visualizados os registros fotomicrográficos de alguns palinomorfos continentais e marinhos observados no decorrer da pesquisa.

IX.1.1 – Análise Qualitativa e Quantitativa

Para efeito de comparações de suas abundâncias relativas, os palinomorfos foram reunidos em dois grupos principais, onde os grãos de pólen e esporos são os elementos continentais ou alóctones, e os dinocistos, foraminíferos e escolecodontes, as formas marinhas ou autóctones. Nesse contexto, os gráficos de abundância e riqueza específica dos palinomorfos continentais e marinhos expressam as relações entre as formas alóctones e autóctones, refletindo, dessa forma, as condições ambientais atuantes em cada paleoambiente.

As variações nas tendências das razões entre os elementos continentais e marinhos têm sido interpretadas como o registro de ciclos transgressivos/ regressivos (Lister & Batten, 1988; Habib e Miller, 1989), inferindo a variação do grau de influência marinha na sedimentação.

Nas seções estudadas foram observados, em especial, esporos triletes, dentre os quais foram visualizados os gêneros cicatricosos, reticulados, verrucosos, rugosos e lisos. Quanto aos grãos de polens, estes apresentam relativa variação morfológica, ocorrendo representantes de gêneros inaperturados, monocolpados, tricolporados, estefanocolpados, bissacados, tricolpados reticulados, triporados, dentre outros. Alguns destes gêneros e espécies atuaram como formas guias para o Maastrichtiano e o Paleoceno.

Os dinoflagelados mostraram-se em bom estado de preservação e em maior número e diversidade em relação aos esporomorfos, como já comentado anteriormente. A diversidade de dinocistos foi um importante parâmetro analisado na determinação do paleoambiente de sedimentação, tendências transgressivas/ regressivas e individualização dos tratos de sistema. Observa-se no registro fossilífero, que a diversidade específica das associações de dinoflagelados mostra, em geral, uma tendência de aumento das fácies costeiras para as mais distais, atingindo um máximo na quebra do talude, com tendência de declínio para os domínios oceânicos batial à abissal, de acordo com Masure (1984), Goodman (1979); Lister & Batten (1988), Habib & Miller (1989), entre outros.

Nesse contexto, ainda de acordo com estes autores, variações relativas nas diversidades, decorrentes de mudanças das condições ambientais, são consideradas úteis como indicadoras de tendências transgressivas e regressivas, de forma que os períodos transgressivos são caracterizados por um aumento de diversidade das assembléias de palinoflora marinha.

No trato de sistema de mar alto ocorrem menores valores de abundância e diversidade de dinoflagelados. De acordo com Gregory & Hart (1992), nesse trato de sistema, a resposta palinológica ao avanço das progradações vai depender das proximidades dos deltas, de forma que áreas mais proximais apresentam tanto palinomorfos continentais quanto marinhos, e nas mais distais dominam os elementos marinhos.

Pross & Schmiedl (2002), observou com base nos padrões de distribuição das associações de dinoflagelados através da seção do Rupeliano, no Gráben Rhine superior, na Alemanha, que a equitabilidade e diversidade dos dinocistos crescem com a distância da linha de costa, inferindo um aumento das condições paleoambientais estáveis em direção ao centro da bacia.

Para Wall *et al.*(1977) e Masure (1984), o número máximo de espécies atuais é alcançado em áreas plataformais de águas mornas, de forma que a riqueza e diversidade das associações de dinocistos aumentam ao longo do perfil costa-plataforma-talude continental, enquanto a dominância decresce. Em domínios oceânicos, na parte média do talude e bacia oceânica, os índices decrescem.

IX.1.2 – Pedreira Zebu – Cimepar

Foram descritas para este afloramento 35 espécies e 19 gêneros de dinoflagelados, sendo 5 peridinióides e 25 gonyaulacóides. Quanto aos outros elementos marinhos, ocorrem palinoforaminíferos, escolocodontes, acritarcos, e algas, os quais mostram uma abundância relativamente expressiva, apresentando-se comuns em alguns pontos. No que se refere aos palinomorfos continentais, foram registradas 27 espécies e 11 gêneros, entre grãos de pólen e esporos.

A seção em questão, de idade Eomaastrichtiano, pertence à Superzona *Crassitricolporites brasiliensi* P-450, Zona *Tricornites elongatus* P-470, definidas pela ocorrência dos esporomorfos *Aquilapollenites Magnus*, *Gabonisporsis vigourouxii* *Gabonisporsis spp*, bem como pela ocorrência dos dinoflagelados do gênero *Dinogymnium* e as espécies *Alisogymnium euclaense* *Hafnisphaera fluens*, *Cordosphaeridium inodes* e *Paleocystodinium bulliforme* (Tab.1, Anexo 1) A ocorrência das espécies *G.vigourouxii*, *A.australis* e *D. Nelsonense*, embora se estendam até o Maastrichtiano superior, nos afloramentos estudados o desaparecimento das mesmas por razões paleoecológicas coincide com o topo do Eomaastrichtiano datado com base no método dos nanofósseis (Lima, 2002)

Os dados de riqueza específica e abundância, e os parâmetros de índice de diversidade, equitabilidade, dominância de dinoflagelados e relação C/M, mostram que ocorre a dominância do ambiente marinho, suportada pela expressiva abundância de dinoflagelados ao longo de toda seção, em especial na elevação 13m, e pela baixa razão entre os palinomorfos continentais e marinhos. Apenas dois pontos ocorrem valores menores de abundância de dinocistos, onde estes são comuns a freqüentes, nas elevações 10 e 14,5m, respectivamente. A mesma tendência observa-se para a riqueza específica e diversidade nos mesmos pontos. Em contrapartida a razão C/M apresenta-se elevada, mostrando uma influência mais acentuada do continente nessas elevações. É importante ressaltar, que ocorre uma maior abundância e riqueza específica das formas continentais em relação aos elementos marinhos na elevação

14.5m, sendo a razão C/M significativamente mais alta, mostrando que é nesse local onde se observa maior influência do continente em relação a toda seção, sugerindo a deposição de fácies mais proximais no topo desta unidade (Tabs.1, 7, 13, 14 , Anexos 1 e 2 e Fig.28).

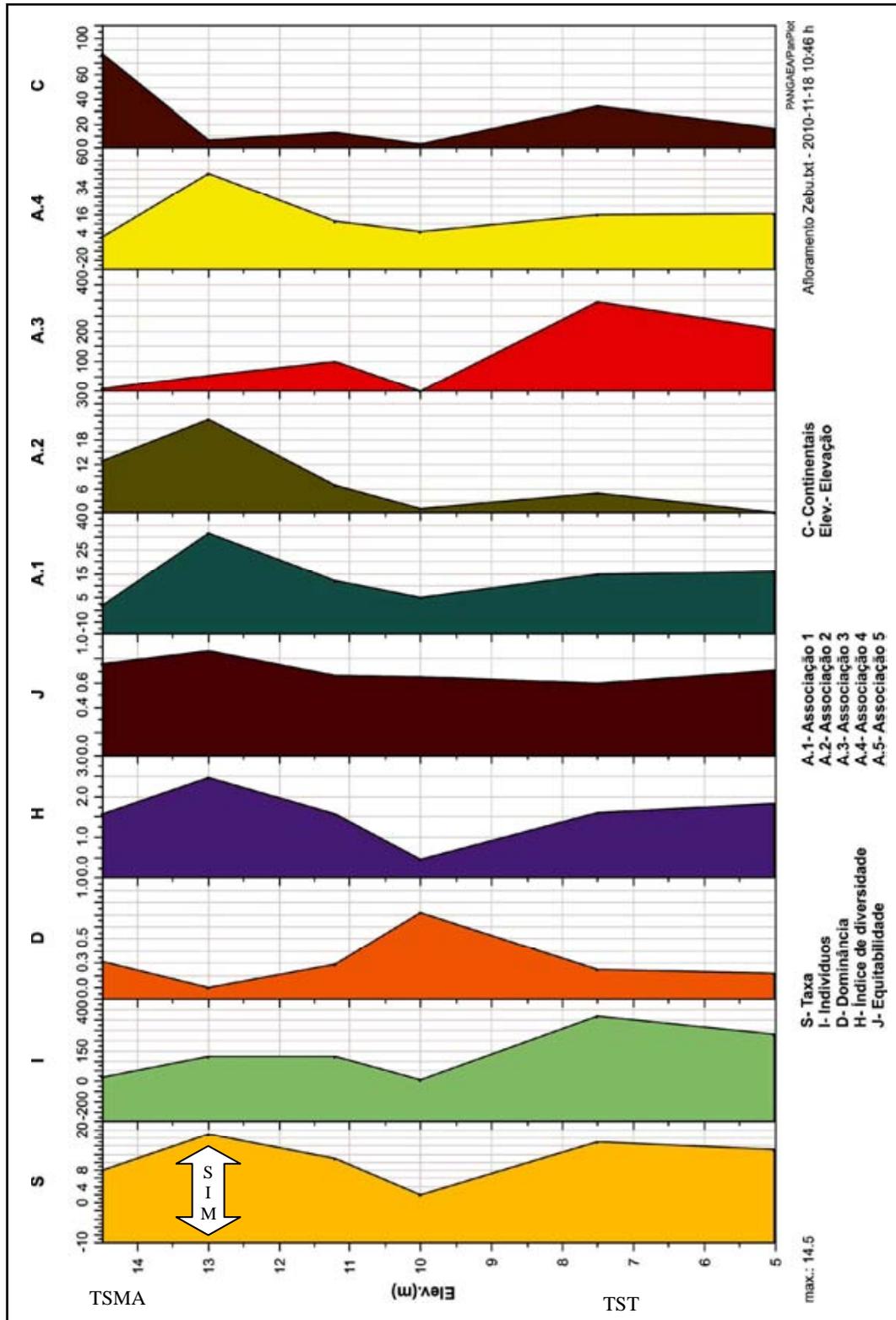


Figura 28 – Gráfico de parâmetros ecológicos da pedra Zebu

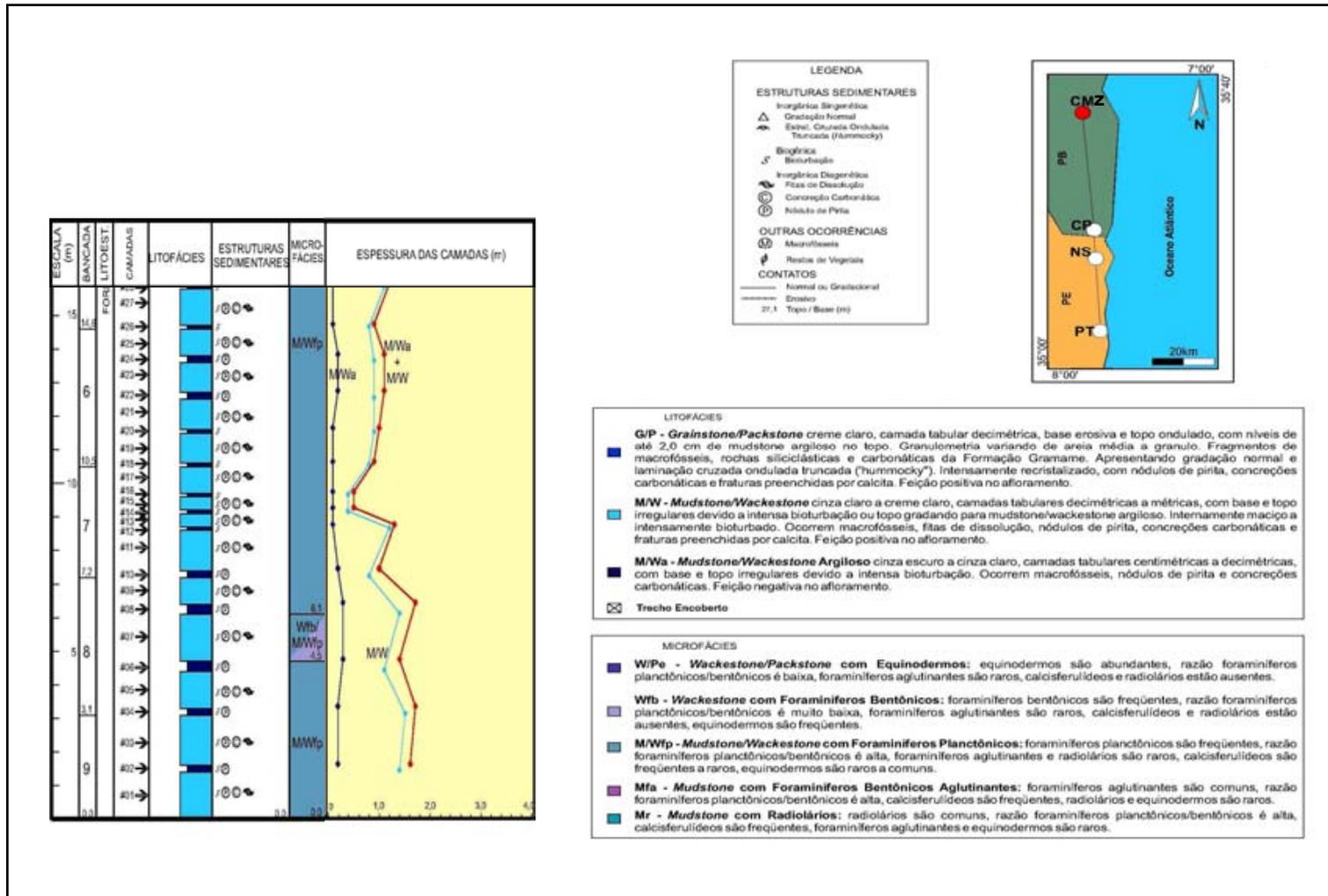


Figura 29 – Perfil litológico e de microfóssis da pedra Zebu (modificado de Lima, 2002)

A equitabilidade apresenta valores menores nos pontos (7.5, 10 e 11.2m), o que determina que não ocorre uma distribuição equilibrada de espécies no meio, inferindo algum fator de stress, o que é corroborado pela zona de acme do gênero *Cordosphaeridium* neste intervalo (Tabs.1, 7, 13 e Fig.28).

Conforme a descrição de microfácies para esta seção (Lima, 2002) verifica-se o predomínio da microfácies M/Wfp (Wackestone com foraminíferos planctônicos), onde o registro de foraminíferos planctônicos é indicativo de ambientes mais distais, corroborando com os valores significativos de frequência e diversidade de dinoflagelados observados no presente estudo (Fig.29).

Quanto a análise de agrupamento para os dinoflagelados, o grupo dominante é a associação 3. Esta é composta pelos gêneros *Membranophoridium*, *Hystricosphaeridium*, *Disphaerogena*, *Glaphyrocysta* e *Cordosphaeridium* (Tab.15, Anexos 2 e Fig.30). A presença do gênero *Glaphyrocysta* infere aumento das temperaturas das massas de água e condições de mar aberto, este grupo é indicador de massas de águas quentes, onde predominam fases transgressivas durante o aprofundamento da bacia, sugerindo paleobatimetrias profundas e ambientes mais distais, conforme Ferreira (2004). Entretanto a abundância bastante expressiva de *Cordosphaeridium*, ao longo de todo o afloramento, é indicativa de que a deposição da seção em questão ocorreu em condições de mar aberto, sem influência de água doce, porém relativamente mais próximo da linha de costa quando comparado ao gênero *Glaphyrocysta*, que é indicativo de condições de águas mais profundas.

Considerando-se todos os dados expostos nos parágrafos anteriores, em especial aqueles referentes a diversidade e abundância de palinomorfos, concluiu-se que a unidade estratigráfica estudada pode ser subdividida em dois tratos de sistema: o TST, da base até os 13m, culminando com a Superfície de Inundação Máxima (SIM), a partir desta superfície se estabelece o TSMA até o topo deste afloramento (Tabs. 1, 7 e Fig.39, Anexos 1 e 3).

IX. 1.3 – Pedreiras Cigra, São Clemente e Cimepar – CD

Estes afloramentos, por estarem localizados muito próximos, foram descritos em conjunto. As pedreiras Cigra e São Clemente são afloramentos de pequena área aflorante em comparação com os demais afloramentos estudados, de forma que foi coletado um número significativamente menor de amostras.

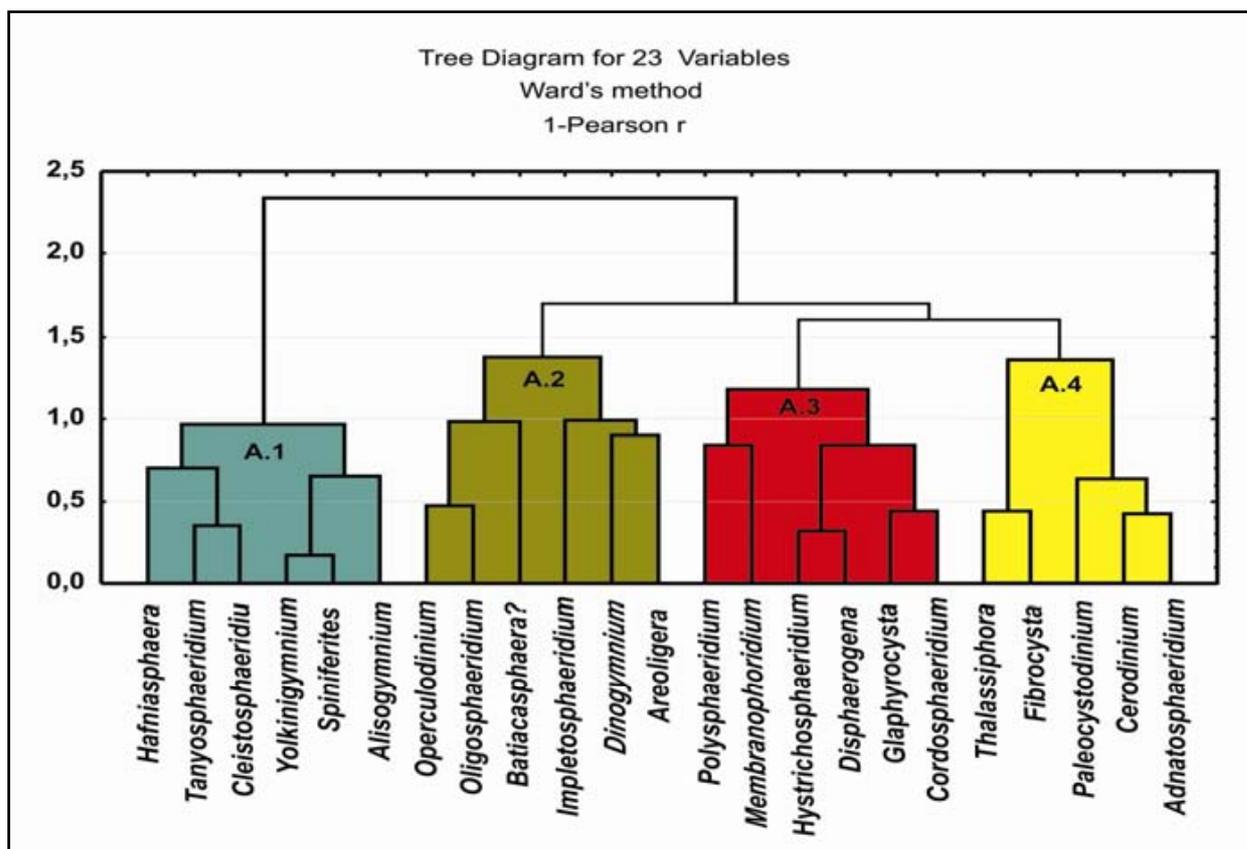


Figura 30 – Dendrograma com as associações de dinoflagelados

A pedra Cigra possui 11 espécies e 8 gêneros de dinoflagelados, sendo 11 gonyaulacóides, não ocorrendo nenhuma forma peridinióide. Os palinoforaminíferos são freqüentes. Os palinomorfos continentais descritos totalizam 13 espécies e 6 gêneros.

A seção de idade Eomaastrichtiano pertence a Superzona *Crassitricolporites brasiliensi* P-450 e Zona *Tricornites elongatus* P-470, suportada pela ocorrência dos dinoflagelados do gênero *Dinogymnium* e das espécies *Alisogymnium euclaense* e *Cordosphaeridium inodes* e do esporo *Gabonisporis vicourouxii* (Tab.2, Anexo 1).

Na pedra os dinoflagelados apresentam-se muito abundantes em especial na elevação de 2m e os palinoforaminíferos são freqüentes. Quanto à diversidade, esta se apresenta significativa na mesma elevação, no que se refere à relação entre os elementos continentais e marinhos, a baixa razão entre os mesmos infere, somado aos outros parâmetros discutidos, uma maior predominância de espécies de um ambiente marinho mais distal (Tabs. 2, 8, 13 e 14, Anexos 1 e 2).

Os afloramentos Cigra, São Clemente, assim como a pedreira Engenho Garapu, estudada anteriormente, representantes da Formação Gramame foram estudados exclusivamente por Palinologia.

Na pedreira São Clemente foram registradas 9 espécies de dinoflagelados e 8 gêneros, sendo 1 peridinóide e 7 gonyalacóides. De forma mais rara os palinoforaminíferos também foram observados. Quanto aos palinomorfos continentais, foram registradas 4 espécies e 1 gênero.

Foram encontradas para este afloramento as mesmas formas guias observadas na pedreira Cigra, determinando-se a mesma idade e correlação entre as biozonas (Tab.2). Os dados referentes à diversidade e abundância de dinoflagelados, é significativa nas elevações 1 e 2m onde são registrados valores mais expressivos destes parâmetros, mostrando a dominância de palinomorfos marinhos, em relação aos continentais, determinando um valor baixo de razão C/M e por conseqüência a predominância do ambiente marinho distal, assim como constatado para a Pedreira Cigra (Tabs. 2, 8, 13 e 14).

No Afloramento da Pedreira Cimepar –CD, 22 espécies e 13 gêneros foram identificados, sendo 2 peridinóides e 16 gonyaulacóides. Os palinoforaminíferos são raros nesta sequência e os palinomorfos continentais registram 23 espécies e 9 gêneros.

A seção, de idade Eomaastrichtiano, pertence a Superzona *Crassitricolporites brasiliensi* P-450 e Zona *Tricornites elongatus* P-470 (Regali *et al.*, 1974), definida pela ocorrência dos esporomorfos *Aquillapollenites magnus*, *G.vigorouxii* e *Gabonispuris sp*, bem como a ocorrência dos dinoflagelados do gênero *Dinogymnium* e das espécies *Alisogymnium euclaense*, *Hafniasphaera fluens*, *Cordosphaeridium inodes*, *Palaeocystodinium bulliforme* e *Palaeocystodinium lidiae* (Gorká 1963; Regali, 1974c; Williams & Bujak 1977; Hansen, 1977; Arai 1994; Lana & Roesner 2002; Sarkis 2002; Arai 2205a) (Tab.2).

Os parâmetros de diversidade e abundância demonstram que os dinoflagelados apresentam-se de abundantes a muito abundantes acima dos 4m de elevação. O índice de Shannon apresenta valores mais elevados nessa porção. De forma geral, nessa área ocorrem condições ótimas para o desenvolvimento das associações de dinoflagelados, tendência observada dos 6m ao topo da pedreira em questão (Tabs. 2, 8,13 , Anexos 1 e 2 e Fig.31).

Considerando-se toda a extensão do afloramento, a razão C/M (Tab.16, Anexo 2), considerada baixa, indica que na Formação Gramame, apesar do maior aporte na porção médio-superior desta seção, ocorreu o predomínio do ambiente marinho distal.

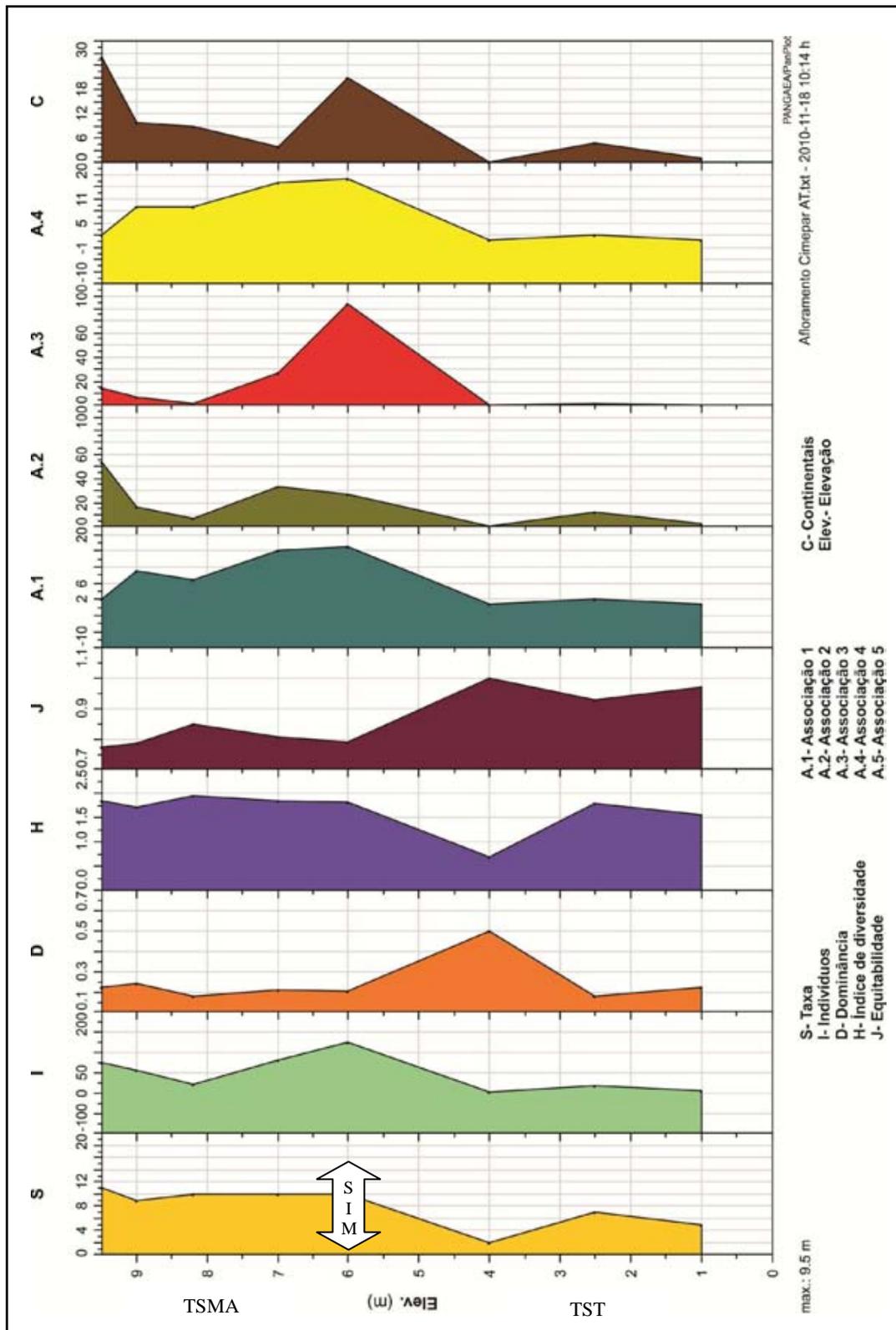


Figura 31 - Gráfico de parâmetros ecológicos da pedra Cimepar.

A partir dos parâmetros ecológicos discutidos, para a pedreira Cimepar, conclui-se que a seção em questão está inserida no TST, no intervalo da base aos 6m, estabelecendo-se a partir daí o TSMA. A Superfície de Inundação Máxima (SIM) em 6m foi indicada pela maior abundância e diversidade significativa de elementos marinhos (Tabs. 2, 8, Anexo 1 e Fig.31).

Estes afloramentos estão agrupados bioestratigraficamente na associação 2 determinada anteriormente, sendo composta pelos gêneros *Operculodinium*, *Oligosphaeridium*, *Batiacasphaera*, *Impletosphaeridium*, *Dinogymnium* e *Areoligera* (Tab.15, Anexos 2 e Fig.30). Conforme Leckie *et al.* (1990) & Lister & Batten (1988), a presença do gênero *Oligosphaeridium*, morfotipo de processos longos, seria indicativo de condições marinhas distais.

Os exemplares de *Impletosphaeridium* associados a *Operculodinium*, inferem que houve remobilização de dinoflagelados de águas marinhas mais rasas, para ambiente batial superior/nerítico externo, ou mesmo alteração físico-química para o desenvolvimento dos referidos gêneros. Estes gêneros podem ser mobilizados de águas normais mais rasas, estando relacionados à evento sedimentológico e/ou mudança climática (Ferreira, 2004; Köthe (1990).

IX. 1.4 – Pedreira Engenho Garapu

Para este afloramento foram identificadas 23 espécies e 10 gêneros de dinoflagelados, sendo 2 peridinióides e 15 Gonyaulacóides. Quanto aos outros elementos marinhos observou-se que é rara a presença de palinoforaminíferos e acritarcos. No tocante aos palinomorfos continentais, foram registradas 6 espécies e apenas 1 gênero.

Esta unidade de idade Eomaastrichtiano pertence a Superzona *Crassitricolporites brasiliensi* - P450, Zona *Tricornites elongatus* – P-470 (Regali *et al.*, 1974) (Regali *et al.*, 1974c), sendo delimitadas pela ocorrência dos dinoflagelados do gênero *Dinogymnium* e do *Alisogymnium euclaense*, *Hafniasphaera fluens*, *Cordosphaeridium inodes* e *Cordosphaeridium gracile* e do esporo *Gabonispuris vicourouxii*. (Tab.3, Anexo 1).

No que concerne aos dados de riqueza específica e abundância, e os parâmetros ecológicos de índice de Shannon, equitabilidade e dominância, observa-se que a diversidade e abundância de dinoflagelados oscilam em direção ao topo da seção, mostrando uma abundância e diversidade maiores na porção superior, de forma que três pontos (2,5, 4,5 e 5,5 m) se destacam com valores mais significativos de diversidade e número de indivíduos, onde estes se apresentam de freqüentes a muito abundantes. Estes picos de abundância e diversidade nos pontos 2,5, 4,5

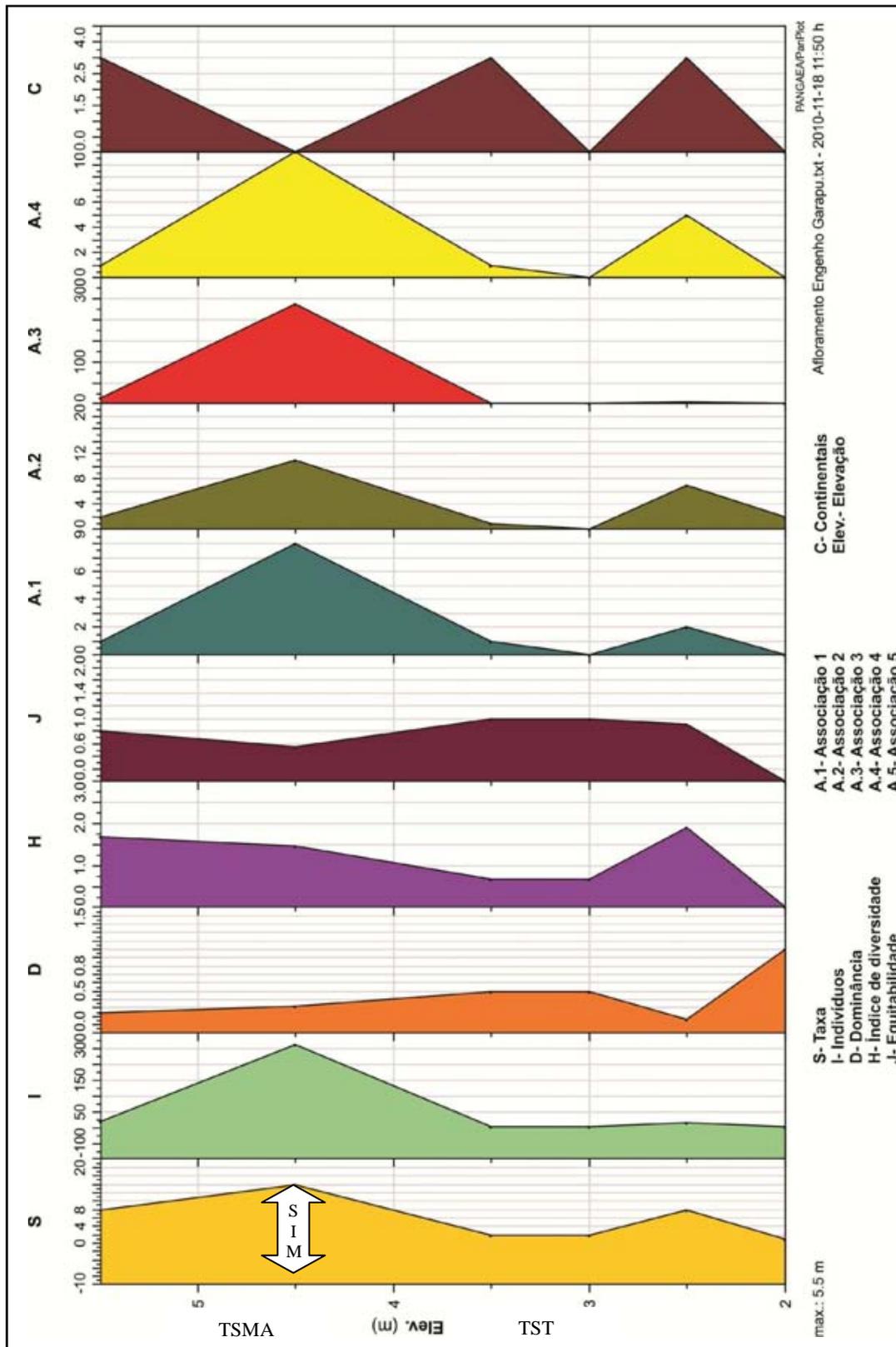


Figura 32 - Gráfico de parâmetros ecológicos da pedreira Engenho Garapu.

e 5,5m, sugerem que ocorrem condições de paleobatimetria e disponibilidade de nutrientes mais favoráveis para o desenvolvimento das associações de dinoflagelados. Porém é importante ressaltar, que no ponto 4.5m especificamente, embora ocorra um valor expressivo de diversidade, a abundância elevada é decorrência do acme do gênero *Cordosphaeridium* (Tabs. 3, 9, 13, Anexos 1 e 2 e Fig.32).

Este evento sugere que está ocorrendo algum fator de stress no meio, que impede o desenvolvimento pleno dos outros táxons, o que é confirmado pelo valor de equitabilidade abaixo da média encontrada nessa elevação, bem como a baixa abundância das outras espécies observadas no ponto do acme (Tabs. 3, 9, 13 e Fig.32).

Quanto à razão C/M, esta se apresenta extremamente baixa, inferindo que o ambiente é predominantemente marinho, com influência mínima do continente (Tabs. 14 e 16, Anexo 2). A obtenção deste dado somado aos outros parâmetros ecológicos analisados até então permitem inferir que esta seção foi depositada predominantemente em um TST (Fig.39). É importante ressaltar que a partir da elevação 4.5m, é estabelecido o TSMA, de forma que a Superfície de Inundação Máxima (SIM) nesse ponto foi determinada observando-se a maior diversidade e riqueza específica de dinoflagelados (Tabs. 3 e 9 e Fig.32).

A partir da análise de agrupamento dos dinoflagelados, chegou-se a associação 3 (Tab.15, Anexos 2 e Fig.30) como a dominante para a pedreira em questão, constituída pelos gêneros *Membranophoridium*, *Hystricosphaeridium*, *Disphaerogena*, *Glaphyrocysta* e *Cordosphaeridium*. A presença do gênero *Glaphyrocysta* infere aumento das temperaturas das massas de água, condições de mar aberto e lâminas de água mais profundas, conforme Ferreira (2004) este gênero é indicador de águas quentes, onde predominam fases transgressivas durante o aprofundamento da bacia. Já o *cordosphaeridium* é indicativo de condições de mar aberto, sem influência de água doce e, porém infere ambientes relativamente mais próximos da linha de costa quando comparado ao eco-grupo *Glaphyrocysta*, inferindo, dessa forma, lâminas de águas relativamente mais rasas na elevação 4.5m (ponto do acme), como pode ser observado na figura 27, no capítulo 8 do presente trabalho.

IX. 1.5 – Pedreira da Cipasa

Foram registradas 33 espécies e 17 gêneros de dinoflagelados, sendo 4 peridinióides e 22 Gonyaulacóides, em números não muito expressivos observou-se a presença de outros elementos marinhos, tais como escolocodontes, palinoforaminíferos, acritarcos e algas. No tocante aos palinomorfos continentais, 19 espécies e 8 gêneros foram identificados.

Esta seção possui idade Maastrichtiano inferior e pertence a Superzona *Crassitricolporites brasiliensi* – P-450 e Zona *Tricornites elongatus* – P-470 (Regali *et al.*, 1974c), definidas pela ocorrência dos dinoflagelados dos gêneros *Dinogymnium* e *Yolkinigymnium*, das espécies *Alisogymnium euclaense*, *Cordosphaeridium inodes*, *Paeocystodinium bulliforme*, *Dinogymnium digitus* e dos esporos *Gabonisoris vicourouxii*, *Gabonisoris spp* (Tab.4, Anexo 1).

A análise dos dados referentes aos parâmetros paleoecológicos, mostram que a abundância, equitabilidade e diversidade de dinocistos são expressivas até aproximadamente os 14m. Estes dados sugerem uma distribuição mais equilibrada das espécies no paleoambiente e uma menor influência do continente (Tabs. 4, 10, 13, Anexos 1 e 2 e Fig.33).

Os parâmetros de diversidade, abundância e equitabilidade apresentam uma queda, acima dos 25m, o que pode ser explicado pelas variações de paleobatimetria, de forma que a partir deste ponto pode ter havido a deposição de fácies mais proximais. Nesse contexto, estes dados mostram que ocorrem condições menos favoráveis ao desenvolvimento das associações de dinoflagelados em relação à porção mais inferior da seção (Tabs.4, 10, 13 e Fig.33).

A descrição de microfácies para a pedreira Cipasa, mostra que ocorre o predomínio da microfácies M/Wfp (Wackestone com foraminíferos planctônicos), onde o registro de foraminíferos planctônicos é indicativo de ambientes marinhos mais distais (Lima, 2002). Em direção ao topo, por volta de 25m, verifica-se a presença da fácies W/Pe (Wackestone/Packstone com equinodermos) e Wfb (Wackestone com foraminíferos bentônicos), individualizadas pela ocorrência abundante de equinodermos e foraminíferos bentônicos, e pela razão foraminíferos planctônicos/foraminíferos bentônicos, considerada baixa, sugerindo sedimentação em paleobatimetrias relativamente menores. Nesse contexto, corroboram com a interpretação paleoambiental proposta no parágrafo anterior para a parte mais superior da Formação Gramame (Fig.34)

No que diz respeito a associação de dinoflagelados característica para a pedreira Cipasa, houve a predominância da associação 4 (Tab.15 e Fig.30), composta pelos gêneros *Thalassiphora*, *Fibrocysta*, *Palaeocystodinium*, *Cerodinium* e *Adnatosphaeridium*. O eco-

grupo *Thalassiphora*, é um indicador de condições oceânicas (Ferreira, 2004), como pode ser verificado na figura 27, capítulo 8 dessa dissertação. Este taxa, associado ao gênero *Fibrocysta* pode inferir uma fase transgressiva, e o gênero *Adnatosphaeridium* é um indicador de massas de águas mais quentes (Tab.16 , Anexos 2 e Fig.30).

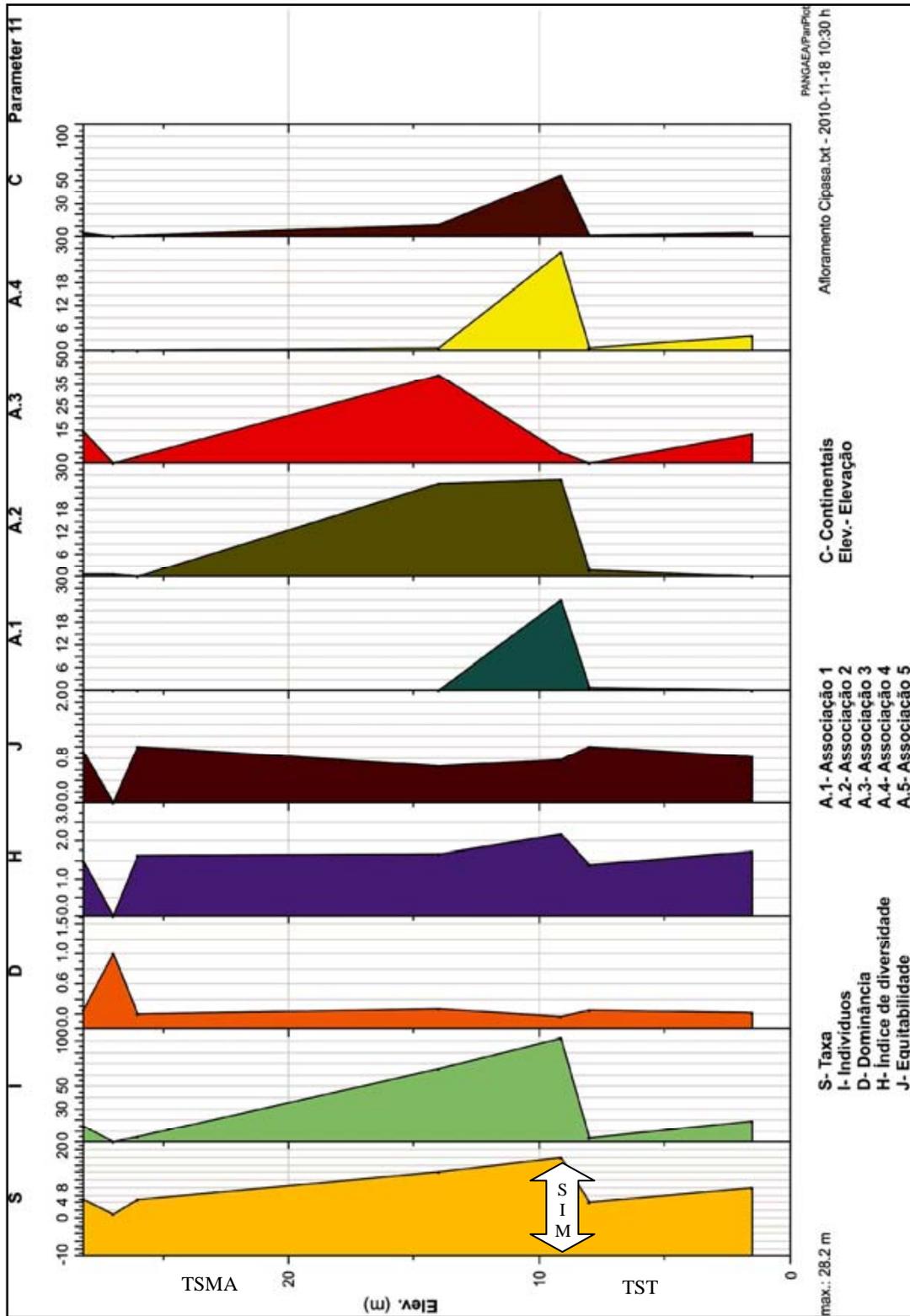


Figura 33 – Gráfico dos parâmetros ecológicos da Pedreira Cipasa

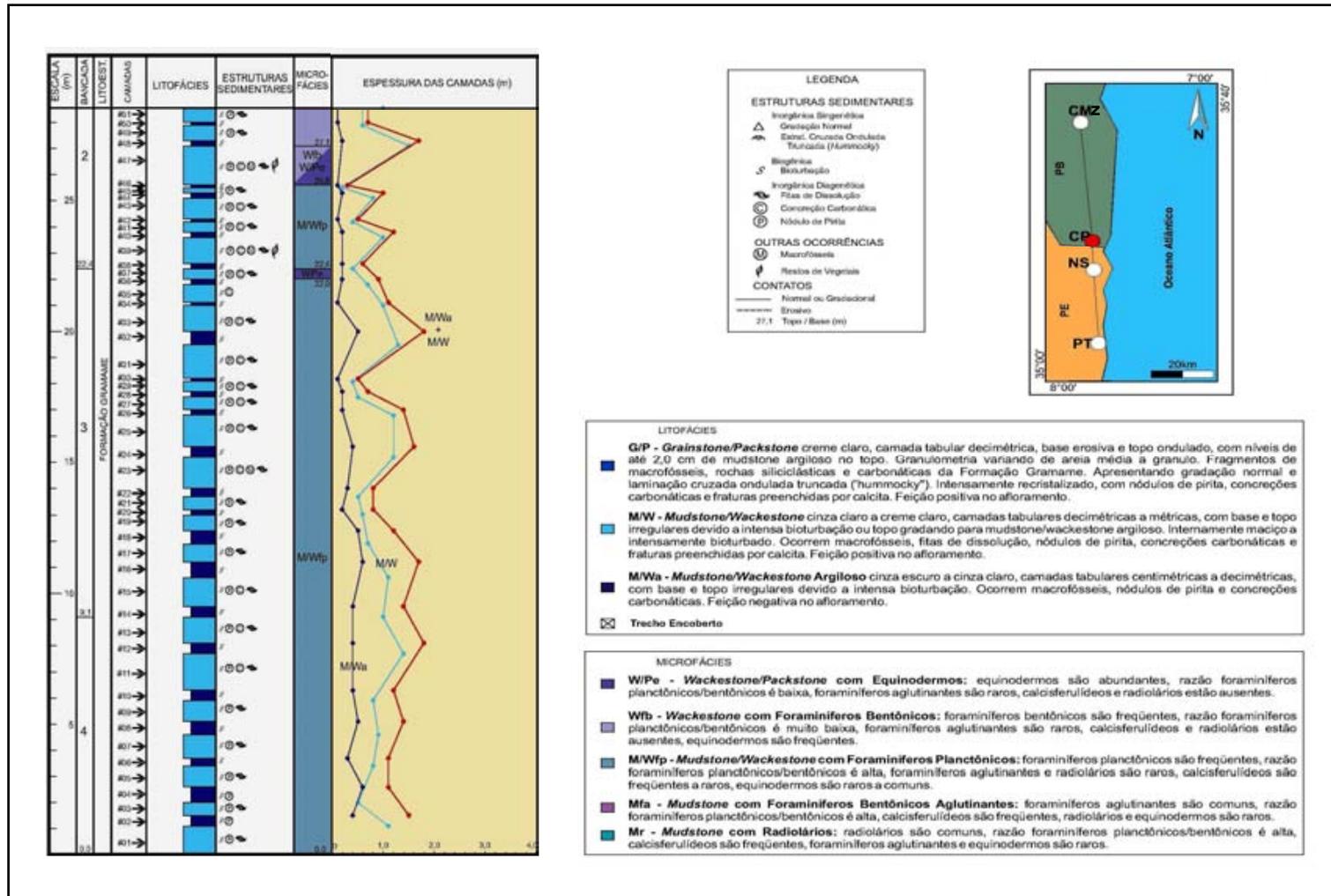


Figura 34 - Perfil litológico e de microfácies da pedra Cipasa (modificado de Lima, 2002)

Associada a estes gêneros, as formas continentais registram um número relativamente expressivo, sendo estes mais abundantes na porção mais inferior da seção (Tabs. 4, 10 e Fig.33), de forma que a ocorrência de continentais no TST pode indicar variações climáticas como será discutido em detalhes posteriormente.

Os dados referentes aos parâmetros ecológicos, em especial a diversidade e abundância de dinoflagelados, indicam que esta unidade litoestratigráfica, da base aos 9.1m, esta inserida no TST, onde foi encontrada uma maior abundância e riqueza específica de elementos marinhos (Tabs. 4 e 10), sendo delimitada nesta elevação a Superfície de Inundação Máxima (SIM), instalando-se a partir dessa superfície o TSMA. (Fig.39, Anexo 3).

IX. 1.6 – Pedreira da Fábrica de Cimento Nassau

Foram identificadas para esta seção 32 espécies e 13 gêneros de dinoflagelados, dentre estas 30 gonyaulacóides e nenhuma forma peridinióide. Outras formas marinhas, tais como os acritarcos, escolocodontes, palinoforaminíferos e algas, foram considerados na determinação da razão Continentais/ Marinhos (C/M). Quanto às formas continentais, foram registradas 31 espécies e 18 gêneros, entre grãos de pólen e esporos.

Esta seção de idade Maastrichtiano pertence a biozona de palinomorfos *Crassitricolporites brasiliensi* - P-450 (Regali *et al.*, 1974c), determinada pela ocorrência dos dinoflagelados *Dinogymnium acuminatum*, *Dinogymnium undulosum*, *Dinogymnium Nelsonense*, *Alisogymnium euclaense* e *Yolkinigymnium sp.*, *Cordosphaeridium inodes*, *Thalassiphora pelágica* e *D.carposphaeropsis* (Tab.5, Anexo 1).

A seção, de idade Eomastrichtiano, correspondente aos 15m da parte basal da pedreira pertence a Palinozona *Tricornites elongatus* - P-470 (Regali *et al.*, 1974c), definida pela ocorrência das seguintes espécies: os esporomorfos *Aquilapollenites magnus*, *Araucariacites australis*, *Gabonisoris vigorouxii*, e o dinoflagelado *Dinogymnium nelsonense*. Este intervalo estratigráfico correlaciona-se biozonas de nanofósseis calcários CC25A e CC25B, de Sissingh (1977), como pode ser observado na tabela 5.

O intervalo compreendido entre 15m e o topo da pedreira, corresponde a palinozona *Proteacedites longispinosum* P-480 (Regali *et al.*, 1974), do Neomastrichtiano, delimitada pela ocorrência dos gêneros *Dinogymnium*, *Yolkinigymnium* e da espécie *A.euclaense*, sendo correlacionado as biozonas CC25C e CC26 (Sissingh, 1977), de nanofósseis calcários (Tab.5).

Os dados referentes à riqueza específica, abundância, e os parâmetros de índice de diversidade, equitabilidade e dominância, de dinocistos, são apresentados em seqüência para cada unidade cronoestratigráfica identificada para esta seção (Eomaastrichtiano e Neomaastrichtiano), com a finalidade de caracterizar o ambiente de sedimentação.

No Eomaastrichtiano a abundância de dinoflagelados é significativamente maior, até a elevação de 13m, apresentando uma queda a partir deste ponto. A mesma tendência é observada em relação à riqueza específica, inferindo que houve algum fator de variação ambiental significativa, o que é corroborado pelo índice de diversidade e equitabilidade, que caem drasticamente (Tabs. 5, 11, 13, Anexos 1 e 2 e Fig.35).

Lima (2002) com base em microfácies observou a presença da microfácies M/Wfp (Mudstone/Wackestone com foraminíferos planctônicos), onde a ocorrência freqüente de foraminíferos planctônicos é indicativa de paleobatimetrias relativamente maiores. Em direção ao topo do Eomaastrichtiano a presença das fácies W/PE (Wackestone/Packstone com equinodermos) e Wfb (Wackestone com foraminíferos bentônicos), individualizadas pela ocorrência abundante de equinodermos e foraminíferos bentônicos e pela razão foraminíferos planctônicos/ foraminíferos bentônicos, considerada baixa, sugere uma sedimentação em paleobatimetrias relativamente menores, fato que pode explicar, no presente trabalho, a drástica redução de abundância e diversidade de dinoflagelados e também a concordância na resposta ambiental tanto da palinologia quanto do método dos foraminíferos, observadas no Eomaastrichtiano no ponto 13m ao topo deste intervalo (Fig.36).

Com base nos dados de abundância e diversidade dos palinomorfos e razão entre estes elementos, concluiu-se que a seção correspondente ao intervalo da base aos 10 m esta inserida no TST, a partir desta elevação instala-se o TSMA (Fig.39). A abundância e diversidade de dinoflagelados foram mais representativas no TST, em torno da SIM, demarcada em 10 m (Tabs. 5 e 11).

Para Steffen & Gorin (1993), as associações palinológicas do TST podem mostrar um aumento da abundância e diversidade de dinoflagelados em torno da superfície de inundação máxima. Em contrapartida, Moshkovitz & Habib (1993), verificaram que nos sedimentos ricos em matéria orgânica amorfa de origem marinha, contendo a passagem K/T, no Alabama e Geórgia, que os valores máximos de diversidade de dinocistos foram observados no TST e posicionados abaixo da superfície de inundação máxima.

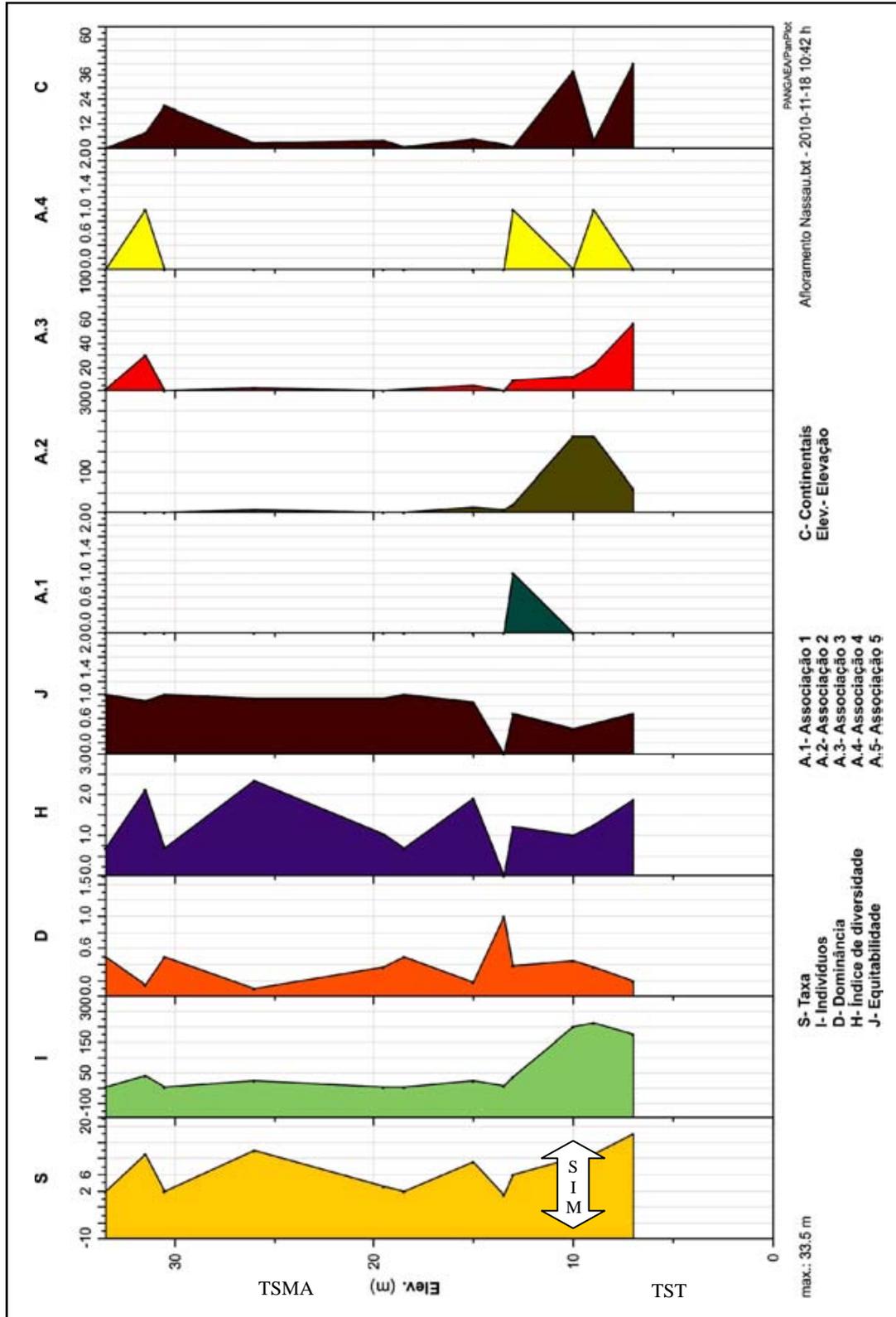


Figura 35 – Gráfico dos parâmetros ecológicos da Pedreira Nassau.

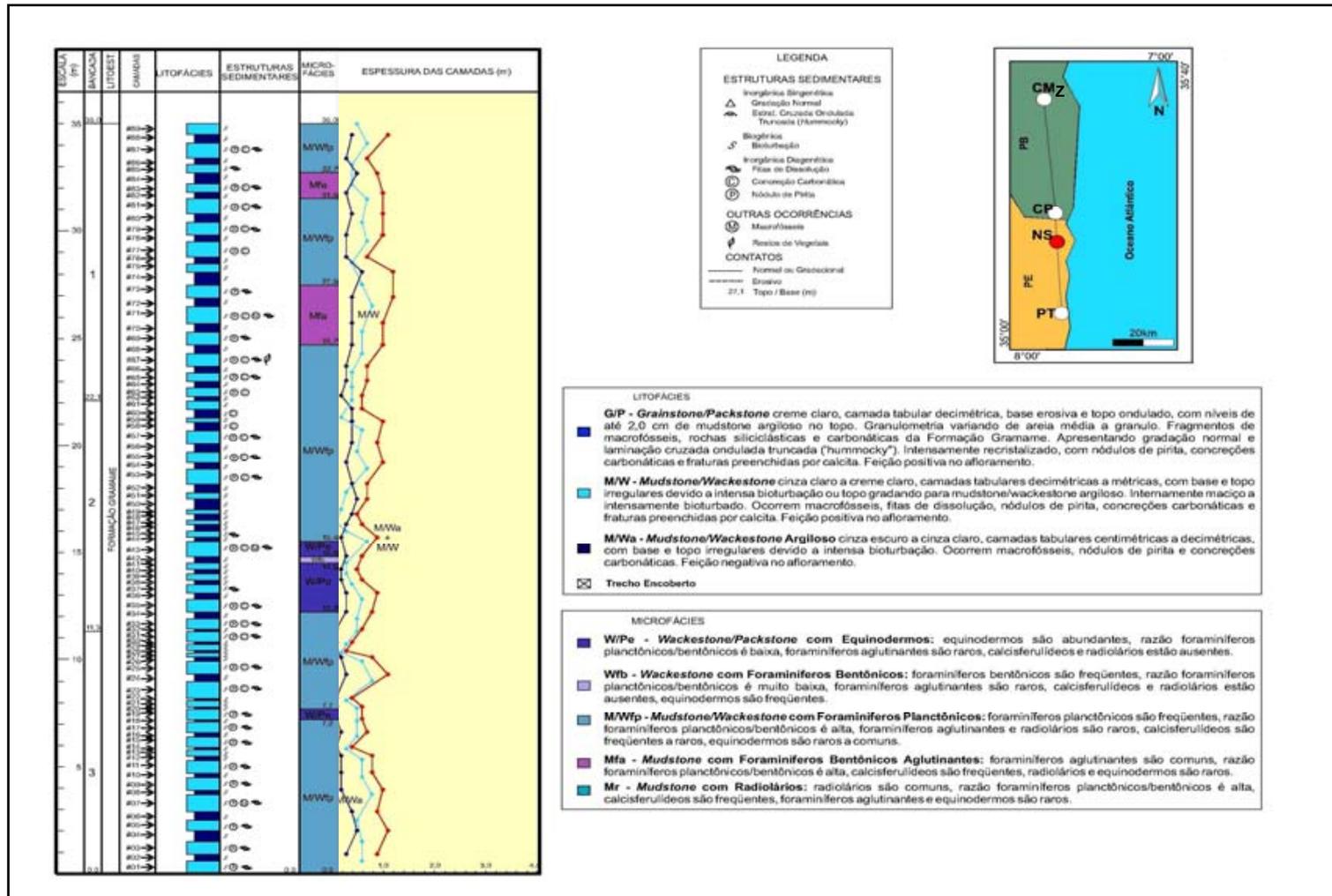


Figura 36 - Perfil litológico e de microfósseis da pedra Nassau (modificado de Lima, 2002)

No que diz respeito à relação entre os elementos continentais e marinhos, esta razão é um elemento importante na interpretação dos eventos transgressivos/ regressivos, de forma que os dados demonstram que a razão é menor no Eomaastrichtiano, sugerindo que a porção inferior é um ambiente com maior influência marinha (Tab.14, Anexo 2).

No TST, os palinomorfos terrígenos presentes nos sedimentos de regiões mais distais desse trato podem ser originados da erosão associada à formação de superfícies de ravinamento (estágios iniciais do TST), ou ainda, originados de ambientes costeiros ou estuarinos, na forma de carga sedimentar em suspensão liberada em períodos de forte descarga fluvial. Já em regiões mais proximais deste trato é possível encontrar altas concentrações de continentais como esporos e grãos de pólen (Ferreira, 2004).

No Neomaastrichtiano, observa-se uma abundância menor de dinoflagelados, onde estes se apresentam comuns a freqüentes, mostrando-se abundantes apenas em 31,5 m. A riqueza específica, geralmente, apresenta um número significativamente menor de espécies. Nesse contexto, para esta unidade foram encontrados também menores diversidade e equitabilidade, em relação à porção inferior da Formação Gramame. Foram observados, ainda para este intervalo, três picos de diversidade (15m, 26m e 31,5m), evidenciando ciclos de 5ª a 6ª ordem (Tabs. 5, 11, 13 e Fig.35).

Conforme Lima (2002), a presença da microfácies M/Wfp (Mudstone/Wackestone com foraminíferos planctônicos), e da Mfa (Mudstone com foraminíferos bentônicos aglutinantes), em alguns pontos, na qual foi observada a abundância de foraminíferos aglutinantes e de foraminíferos planctônicos, inferem lâminas de águas também relativamente profundas, assim como a primeira microfácies mencionada (Fig.36).

Esta unidade, assim como a porção média superior do Eomaastrichtiano (10-15m), pertence ao trato de mar alto (TSMA), onde ocorrem picos de diversidade e oscilações nos dados de abundância, que podem representar variações de paleobatimetria, decorrentes da maior ou menor influência do continente (Tabs. 5, 11, 32 e Fig.39).

Nesta porção, verificou-se que a razão C/M é maior, indicando maior influência do continente. Geralmente a presença de elementos continentais é relativamente expressiva, mostrando que em maior ou menor grau, a seção como um todo sofre a influência do continente (Tab.14).

No TSMA, observa-se a presença de elementos orgânicos continentais, segundo Antunes & Melo (2001). Com a desaceleração da taxa de elevação do nível do mar nesse trato de sistema, os sedimentos continentais progradam sobre a plataforma e ocorre o deslocamento da linha de costa bacia adentro (Gregory & Hart, 1992).

Além de todos estes parâmetros, foram observadas também as associações de dinoflagelados para todos os afloramentos datados do maastrichtiano, de forma a auxiliar na interpretação do ambiente de sedimentação. Das quatro associações determinadas para a Formação Gramame, a que se destaca para a pedreira Nassau é a associação 2 (Tab.15, Anexos 2 e 4 e Fig.30) constituída pelos gêneros *Operculodinium*, *Oligosphaeridium*, *Batiacasphaera*, *Impletosphaeridium*, *Dinogymnium* e *Areoligera*.

A presença, nesta unidade estratigráfica, do gênero *Oligosphaeridium*, somada aos dados de abundância, diversidade e relação estatística entre os elementos continentais e marinhos já discutidos para esta seção, sugerem ambiente nerítico externo/Batial Superior, estando de acordo com os dados da paleobatimetria de foraminíferos (Lima, 2002).

Os exemplares de *Impletosphaeridium* associados a *Operculodinium*, com o registro de uma abundância relativamente expressiva de continentais, inferem que houve remobilização de dinoflagelados de ambientes mais proximais, para ambiente batial superior, ou mesmo alteração físico-química para o desenvolvimento dos referidos gêneros. De acordo com Ferreira (2004) & Köthe (1990), estes gêneros podem ser mobilizados de águas normais mais rasas, estando relacionados a evento sedimentológico e/ou mudança climática.

IX. 1.7– Pedreira Poty

Foram identificadas para esta seção 59 espécies e 23 gêneros de dinoflagelados, sendo registradas 3 espécies peridinióides e 47 de gonyaulacóides. Outros elementos marinhos foram visualizados, tais como palinoforaminíferos, escolecodontes, acritarcos e algas, observando-se que os palinoforaminíferos, em geral, são comuns neste afloramento, e mais abundantes em relação as outras pedreiras estudadas. Quanto aos palinomorfos continentais, 36 espécies e 19 gêneros foram registrados. Os eventos e parâmetros paleoecológicos, na pedreira Poty, serão discutidos para cada unidade Estratigráfica: Formação Gramame (Neomaastrichtiano) e Maria Farinha (Daniano).

Na seção correspondente aos 14.2m da base do afloramento, Formação Gramame, a ocorrência dos dinoflagelados do gênero *Dinogymnium*, das espécies *Alisogymnium euclaense*, *Cordosphaeridium inodes*, *Cordosphaeridium gracile*, *Systematophora placacantha*, *Hafniasphaera fluens*, *Thalassiphora pelágica* e *Disphaerogena carposphaeropsis* e dos esporomorfos *Gabinsporis spp*, *Crassitricolporites brasiliensis*, *Aquilapollenites magnus* e *Ariadnaesporites sp*, possibilitaram datar a seção como do Maastrichtiano Superior.

Esta unidade estratigráfica está inserida na Superzona *Crassitricolporites brasiliensis* – P-450 e Zona *Proteacedites longispinosus* P-480 (Regali *et al.*, 1974), correlacionando-se às biozonas de ostracode *Cytherella aff. C.ovoidea* (Fauth, 2000), biozona de foraminíferos planctônicos *P.hantkeninoides* (Koutsoukos, 1998), e *Micula murus/Micula prinsii* (Grassi, 2000), de nanofósseis calcários, delimitadas para o limite K/T da seção em questão (Tab.6, Anexo 1).

Quanto a análise dos parâmetros ecológicos, observa-se que a abundância de dinoflagelados mantêm-se relativamente constante até cerca de 10m, a partir dessa elevação o número de indivíduos diminui até aproximadamente 12.8m, onde observa-se o início de uma oscilação dos valores desse parâmetro, bem como da diversidade e equitabilidade, que continua nas camadas adjacentes ao limite K/T, culminando com a deposição na camada de Irídio, amostrada e caracterizada palinologicamente no presente trabalho (13.8 a 15.2m – camada de Irídio). Tal evento está diretamente relacionado às mudanças ocorridas no limite Cretáceo/Terciário, considerando-se que no intervalo de 12 a 12.5m, em direção as camadas limites ocorre uma redução significativa de diversidade e equitabilidade, o que sugere uma distribuição não equilibrada das espécies no meio, reforçando a existência do grande cataclisma global que caracteriza esta passagem (Tabs. 6 e 12 e Fig.37, Anexos 1 e 2).

Observa-se para a Formação Gramame, maior diversidade de dinoflagelados e menor razão C/M, indicando que ocorreu um paleoambiente com predominância do ambiente marinho distal nesta seção.

De acordo com a descrição de microfácies (Lima, 2002), observa-se que na porção mais basal do maastrichtiano superior até cerca de 10m a presença da microfácies Mr (Mudstone com radiolários), onde a presença de radiolários e foraminíferos planctônicos indica condições marinhas mais distais. Em direção ao topo da Formação Gramame ocorre a microfácies M/Wfp (Mudstone com foraminíferos bentônicos aglutinantes), onde a ocorrência freqüente de foraminíferos planctônicos também é indicativa de uma maior distância da linha de costa, como visto também nas análises palinológicas (Fig. 38).

Para esse intervalo estratigráfico destaca-se a Associação 4 (Tab.15, Anexos 2 e Fig.30), composta pelos gêneros *Thalassiphora*, *Fibrocysta*, *Palaeocystodinium*, *Cerodinium* e *Adnatosphaeridium*. O eco-grupo *Thalassiphora*, é um indicador de condições oceânicas (köthe, 1990). Esta taxa associado aos gêneros *Fibrocysta* e *Adnatosphaeridium* compõe uma associação característica de fases transgressivas, e sugerem massas de águas mais quentes.

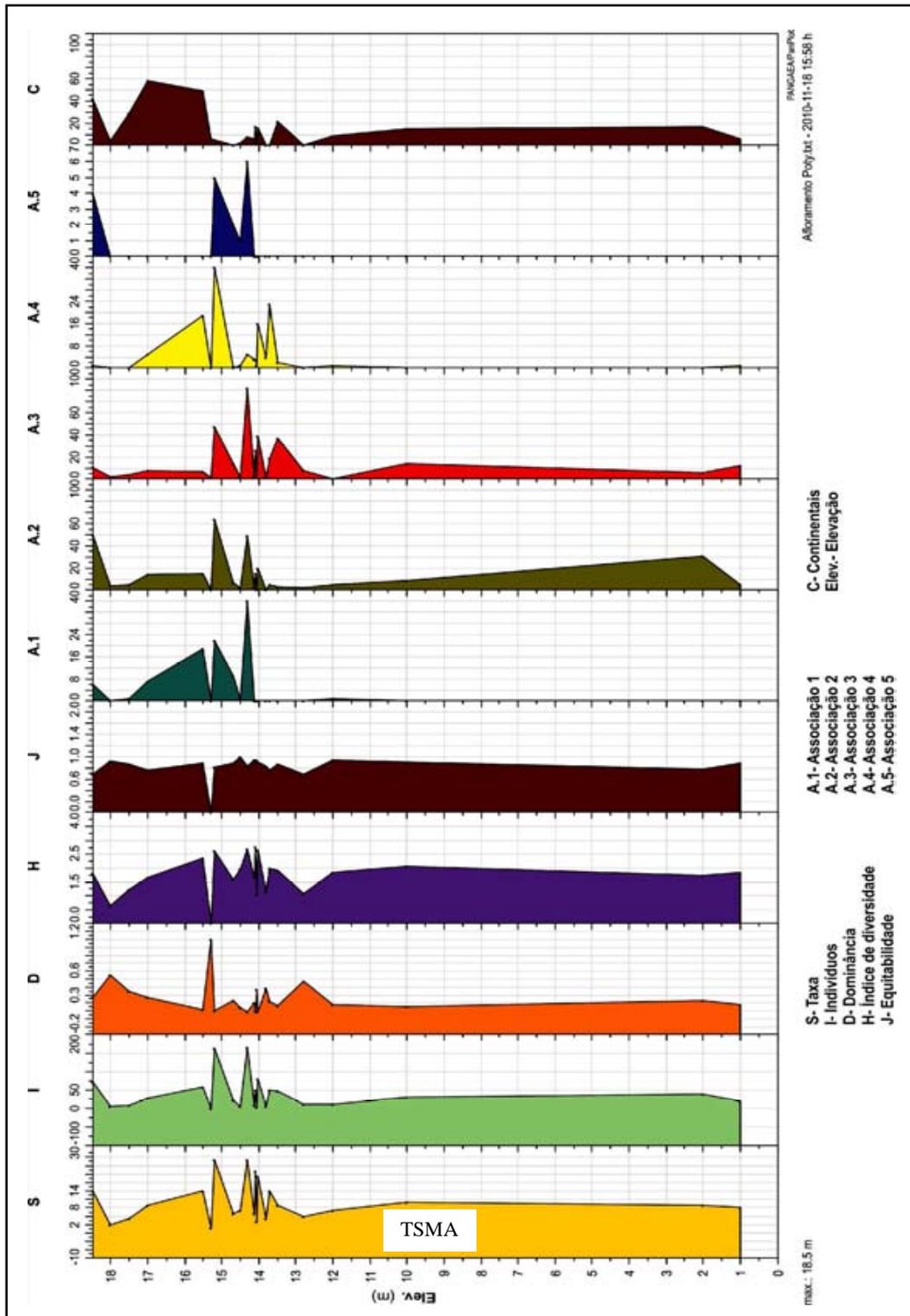


Figura 37 – Gráfico dos parâmetros ecológicos da Pedreira Poty.

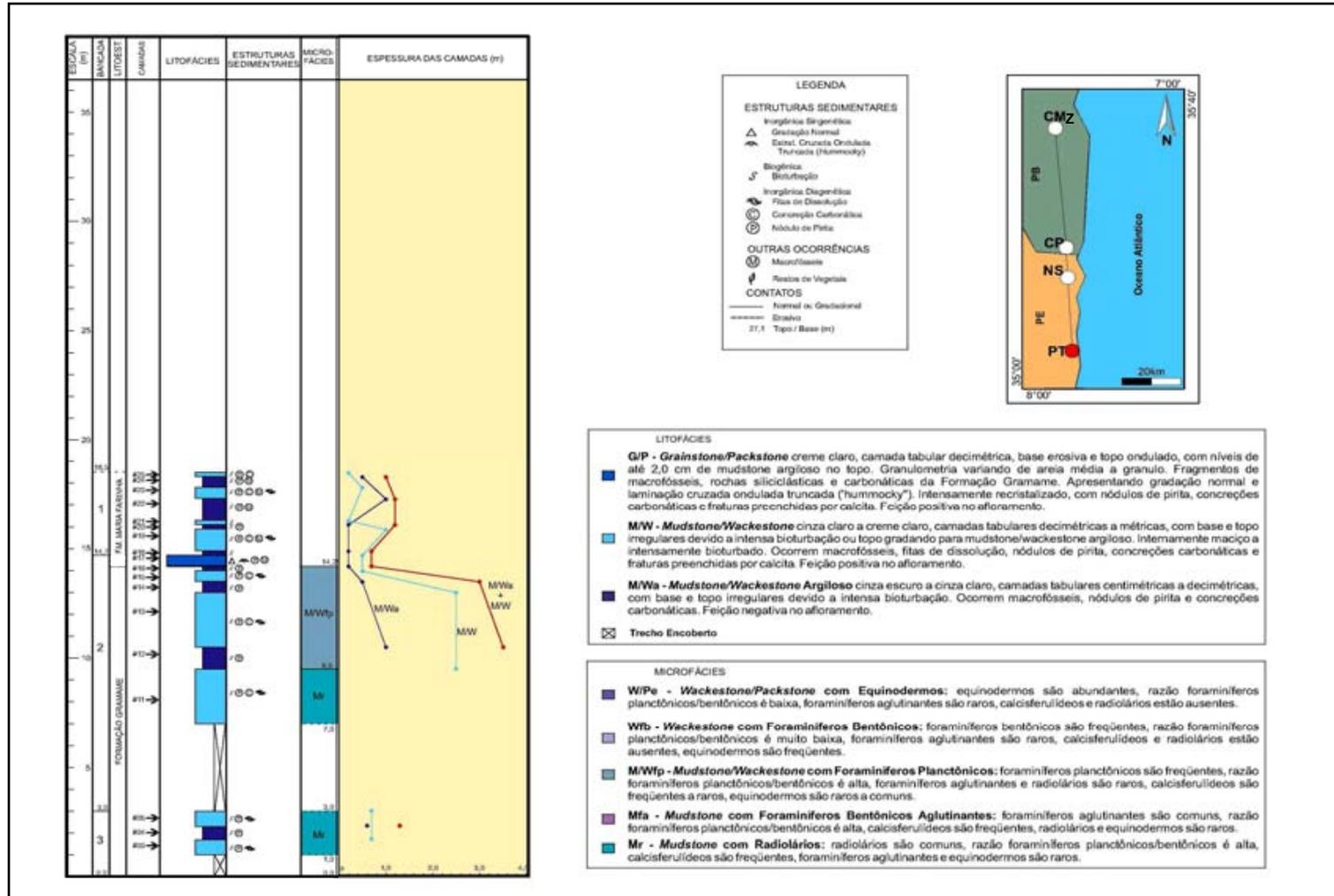


Figura 38 - Perfil litológico e de microfácies da pedra Poty (modificado de Lima, 2002)

Nas camadas adjacentes ao limite K/T, verifica-se uma abundância relativamente expressiva de dinoflagelados, que se mostram, em geral, de comuns a muito abundantes, sendo a diversidade também significativa, o que pode ser explicado pela riqueza de nutrientes, pois neste intervalo de tempo a produtividade orgânica apresentava-se elevada e o influxo de matérias siliciclásticas era reduzido (Lima, 2002), evento confirmado pela baixa razão C/M verificada para estas camadas no presente estudo. (Tabs. 6, 12, 13 e Fig.37).

De acordo com Marshall (1988), na passagem Cretáceo/Terciário foram registradas as extinções dos dinossauros, amonóides, numerosas famílias de corais, bivalves, gastrópodes, equinóides, muitos gêneros de foraminíferos planctônicos, radiolários, nanofósseis calcários, belemnídeos e répteis marinhos, além do desaparecimento de uma grande diversidade de plantas terrestres. É importante ressaltar que na passagem K/T registra-se a extinção de aproximadamente 75 % das espécies do fitoplâncton Cretáceo e 95 % do Zooplâncton.

A porção mais superior do afloramento, dos 14.3m ao topo da pedreira, corresponde a Formação Maria Farinha, que é datada do Paleoceno inferior, e pertence a Superzona *Proxapertites operculatus* P-500 e Zona *Hytrichosphaeridium caiobensis* PP-510 (Regali *et al.*, 1974c), delimitadas pela ocorrência dos dinoflagelados *Damassadinium californicum* e *Disphaerogena carposphaeropsis* e dos pólenes *Proxapertites operculatus* e *Echiperiporites comunni* e *Longapertites proxapertitoides*, correlacionando-se as biozonas de ostracodes *C.piaçabucuensis*:/ *S.lacinosa*, *P.jonei*/ *Cyteropteron sp1*, *Paracosta recifensis* (Fauth (2000), e de nanofósseis calcários ND4 e ND5 (Grassi, 2000) e Np1/Cp1a (Martini, 1971; Okada & Burky, 1980), delimitadas para a passagem Cretáceo/Terciário desta pedreira (Tab.6).

No intervalo de 14.3 a 15.3m, correspondente a base da Formação Maria Farinha, registra-se uma oscilação cíclica dos parâmetros de diversidade e abundância, que deve estar relacionado ao stress ambiental ocorrido na passagem K/T (Tabs. 6, 12, 13 e Fig.37).

A partir de 15.3m os valores de abundância e diversidade decrescem em direção ao topo, enquanto a dominância aumenta, em especial, do gênero *Operculodinium*, sugerindo que ocorreu uma progradação, com raseamento e maior influência do continente, o que é corroborado pelo aumento da abundância das formas continentais (Tabs. 6, 12 e Fig.37)

O menor índice de Shannon após o limite K/T e maior razão C/M, demonstra um forte influxo de terrígenos, inferindo que esta unidade estratigráfica foi depositada em uma fase regressiva (Tabs. 6, 12 e Fig.37). De acordo com Albertão (1993) e Koutsoukos (1996a), o aporte de materiais siliciclásticos tornou-se elevado nessa unidade.

No Paleoceno, destacam-se as associações 2 e 5. É importante ressaltar que a associação 5, composta pelos gêneros *Damassadinium*, *Diphes*, *Exochosphaeridium* e *Systematophora*, ocorre somente neste intervalo estratigráfico. O gênero *Diphes*, pode indicar redução das condições de salinidade (Ferreira, 2004) (Tab. 15).

A associação 2, é composta pelos gêneros *Operculodinium*, *Oligosphaeridium*, *Batiacasphaera*, *Impletosphaeridium*, *Dinogymnium* e *Areoligera* (Fig.30). Os exemplares de *Oligosphaeridium*, associado a *Impletosphaeridium* e *Operculodinium*, com o registro de um significativo influxo de continentais para o Paleoceno, inferem águas marinhas mais rasas.

A partir dos dados de abundância, índice de diversidade, razão C/M e as associações presentes foi possível diagnosticar o TSMA para a pedreira Poty (Fig.39), de forma que foram individualizados o ambiente marinho nerítico externo/batial Superior, para o Maastrichtiano superior, Formação Gramame e nerítico médio, para o Paleoceno inferior, Formação Maria Farinha.

IX. 2- A LOCALIZAÇÃO DO LIMITE CRETÁCEO/TERCIÁRIO NA PEDREIRA POTY

A localização do limite K/T ainda é um tema bastante discutido e controverso. A primeira localização do limite K/T, foi determinada por Albertão (1993), que o colocou em fina e contínua camada de margácea (camada D), e dada a importância do contato entre as formações Gramame e Maria Farinha, este autor indentificou e detalhou nas proximidades do contato uma seqüência de 14 camadas, nomeadas com as letras de A a N (Fig.40). O limite foi definido a partir das extinções da biota observadas em análises micropaleontológicas de foraminíferos e palinófitos, sendo caracterizado também pela ocorrência de anomalias geoquímicas, principalmente de Irídio, COT (Carbono Orgânico Total), além da presença de esférulas, algumas delas contendo fluorita, bem como raros fragmentos de quartzo com lamelas retilíneas (Albertão *et al.*, 1994b ; Albertão & Martins Jr., 1996a; Martini *et al.* 2000).

Outra localização para a passagem K/T foi delimitada no topo da camada B. Nesse ponto, foram registradas as primeiras formas de foraminíferos planctônicos do Daniano (Albertão *et al.*, 1994b; Koutsoukos, 1996). Posteriormente análises bioestratigráficas com base em ostracodes e dinoflagelados (Fauth, 2000; Sarkis, 2002), indicaram novamente o topo da camada B como o limite Cretáceo/Terciário.

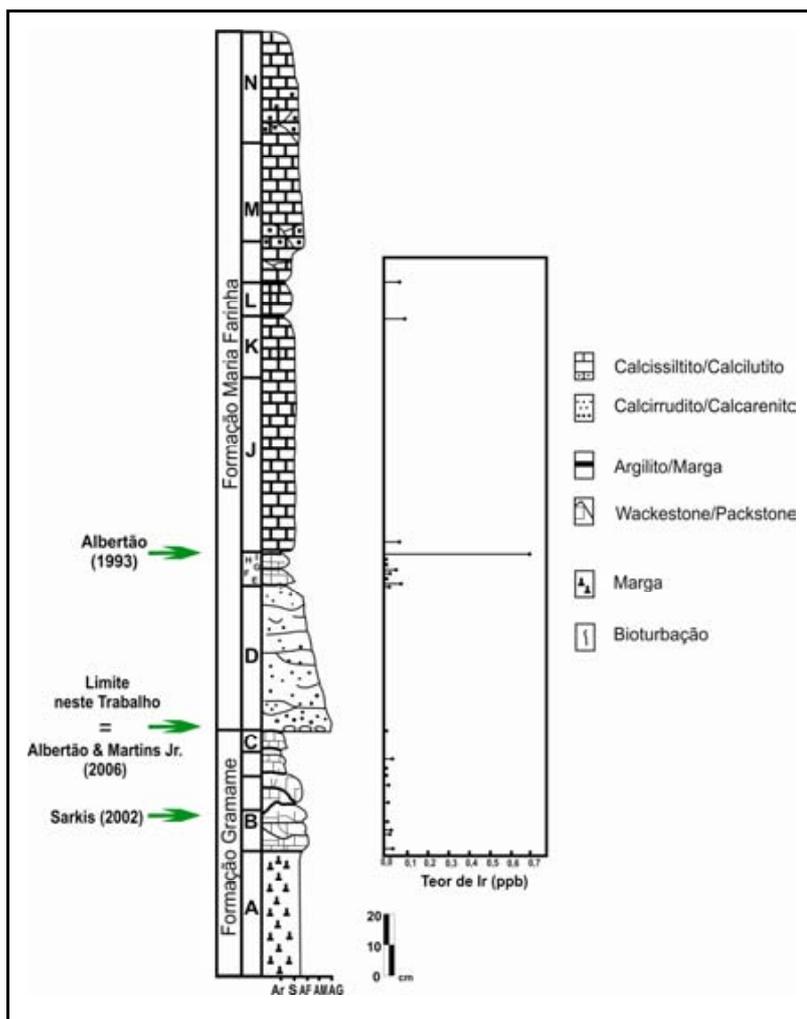


Figura 40- Perfil das camadas limites da passagem K/T, mostrando a localização deste limite conforme diferentes métodos de datação (modificado de Lima, 2002)

Novas contribuições de análises geoquímicas e bioestratigráficas, com base em palinóforos, foraminíferos e nanofósseis calcários e o aprofundamento dos debates, deslocaram o limite para o topo da camada C, no contato entre as formações Gramame e Maria Farinha (Lima, 2002; Albertão e Martins Jr., 2006; Andrade, 2010), como pode ser observado figura 40.

No presente trabalho o limite K/T foi observado aproximadamente no ponto 14,3 m, no topo da camada C (Tab.1 e Fig.40), a partir deste ponto foram identificadas as primeiras ocorrências de palinóforos do paleoceno: o dinoflagelado *Damassadinium californicum*, e os polens *Echitricolpites comunnis*, *Proxapertites operculatus*, bem como o desaparecimento dos dinocistos do gênero *Dinogymnium*, e da espécie *Alisogymnium euclaense* e dos polens *Crassitricolporites brasiliensis*, *Aquilapollenites Magnus*, *Gabonispuris spp* e *Tricornites elongatus*, formas tipicamente maastrichtianas. Alguns biozoneamentos locais foram propostos para a passagem K/T na pedreira Poty, como mostra a figura 41.

É importante ressaltar que houve na passagem K/T a extinção de 13 espécies de formas continentais, dentre polens e esporos, e 17 espécies de dinoflagelados. Um número relativamente baixo de dinoflagelados, considerando-se a assembléia total para o Maastrichtiano, não conseguiu atravessar o limite Cretáceo/Terciário, de forma que não parecem ter sido significativamente afetados pela progressiva redução da diversidade biótica durante o Maastrichtiano e a passagem K/T, segundo MacLeod *et al.* (1997) e Sarkis (2002).

O gênero *Dinogymnium* é considerado o mais importante e representativo dinoflagelado que ocorre no Cretáceo superior, o qual possui nível de extinção no limite K/T (Fig.42), sendo considerado, portanto um excelente fóssil guia para este intervalo (Drugg, 1967; Evitt, 1985; Helenes (1984); Williams & Bujak, 1985; Regali, 1991, 1994; Arai, 1994; Sarkis, 2002).

Para o Daniano a primeira ocorrência do *Damassadinium californicum* (Fig.42) é reconhecida globalmente como indicativa dessa idade, registro observado em vários lugares do mundo como na Tunísia, Espanha, Holanda, México, dentre outros, sendo um “datum” bem estabelecido para a base do Terciário (Hansen, 1977; Brinkhuis & Leereveld, 1988; Helenes; 1984; Sarkis, 2002).

Os pólenes e esporos: *Protecedites longispinosus*, *Crassitricolporites brasiliensis* e *Aquilapollenites magnus* marcam o topo do Maastrichtiano, em arcabouço palinoestratigráfico das bacias sedimentares brasileiras (Regali, 1974c). A ocorrência do *Gabonispuris sp.*, marca o topo do maastrichtiano, enquanto que o *Proxapertites operculatus* e *Echitricolpites communnis*, marcam o início do daniano, em arcabouço estratigráfico da bacia Sergipe-Alagoas (Ferreira, 2004).

IX.3 - INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL INTEGRADA PARA SEÇÃO ESTUDADA - MAASTRICHTIANO/ PALEOCENO

A análise geral dos parâmetros abundância, índice de Shannon (diversidade) e razão C/M efetuada, permite tecer as seguintes considerações sobre o ambiente deposicional no Maastrichtiano/ Paleoceno. O baixo valor da razão C/M, assim como a abundância mais expressiva, diversidade significativa de dinoflagelados e a dominância da associação 3, observada no Maastrichtiano, indicam que ocorreu uma menor influência do continente no paleoambiente durante esse intervalo de tempo, indicando ambiente de mar aberto e uma fase transgressiva para Formação Gramame (Tab.16, Anexo2).

ZONAS DE OSTRACODES FAUTH (2000)	ZONAS DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS Koutsoukos (1998)	NANOFÓSSIL GRASSI (2000)	ZONAS DE PALINOMORFOS Albertão et al. (1994c)
<i>Paracosta recifelensis</i>		ND6	
		ND5	
	P2	ND4	
	P1c	?	
<i>Paracypris Jones</i> <i>Cytheropteron</i> sp. 1	P1a/P1b	estéril	<i>A. homomorphum</i>
<i>C. piacabucuensis</i> <i>S. laciniosa</i>	Pa superior		
	?		
	<i>P. hantkeninoides</i>		<i>P. longispinosus</i> <i>T. elongatus</i>
<i>Cytherella</i> <i>cf. ovoldea</i>		<i>Micula murus-</i> <i>Micula prinsil</i>	

----- Limite K-T Não estudado

Figura 41- Biozoneamentos propostos para a passagem Cretáceo/Terciário na pedra Poty (modificado de Sarkis, 2002).

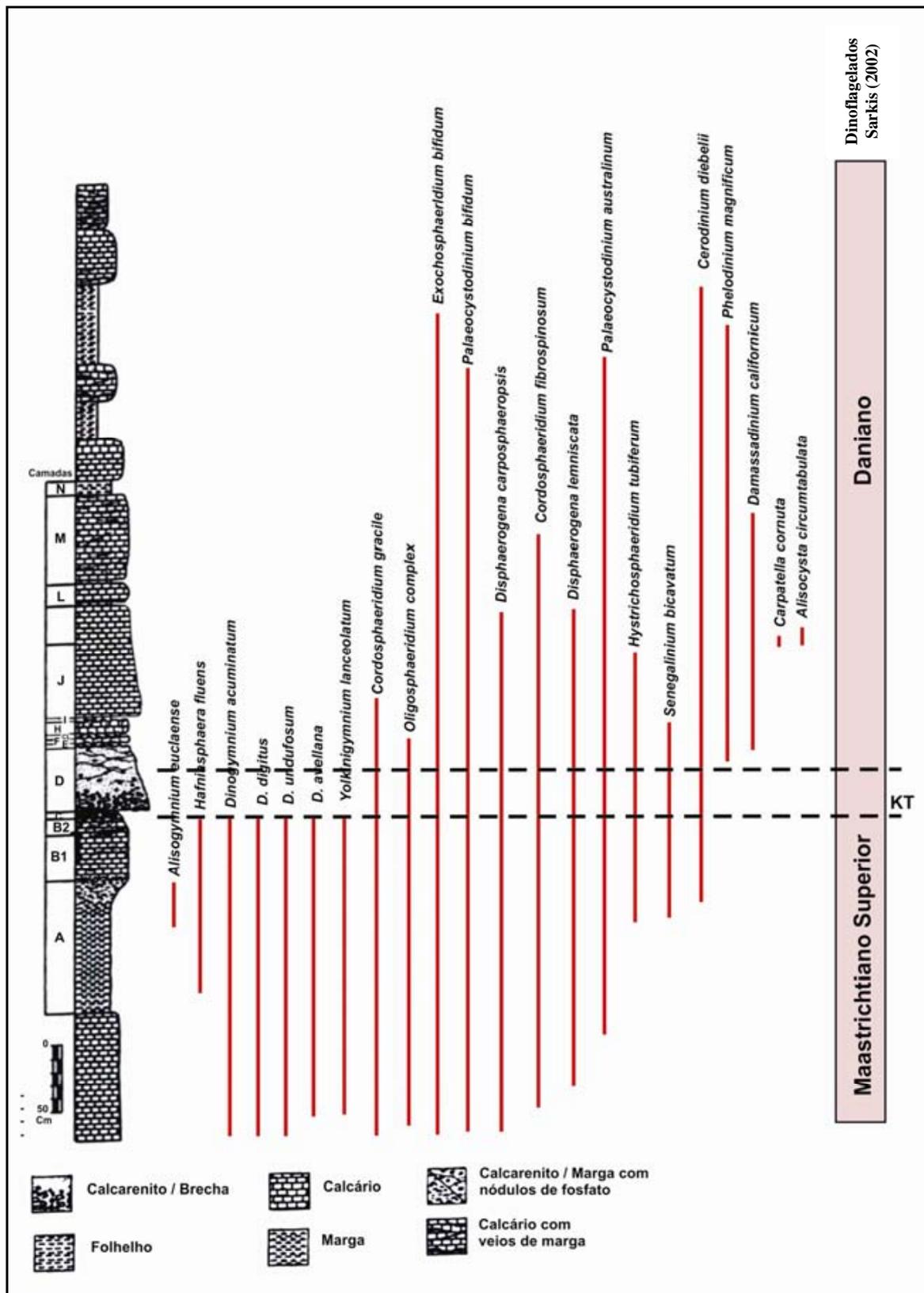


Figura 42- Amplitude estratigráfica dos dinoflagelados ao longo da seção referente à passagem K/T na pedra Poty (modificado de Sarkis, 2002)

Valores relativamente maiores dessa razão para o Neomaastrichtiano em relação ao Eomaastrichtiano indicam um raseamento no topo da Formação Gramame (Tab.14, Anexo 2). É importante ressaltar, entretanto, que a maior frequência de palinomorfos continentais neste intervalo de tempo indica condições mais úmidas em relação à porção mais superior do Maastrichtiano (Figs. 28, 31, 32, 33, 35, 37).

A Formação Gramame foi depositada em paleoambiente, onde a paleobatimetria variou entre nerítico externo e batial superior, de forma que eventualmente o meio estava sujeito a ação de tempestade e correntes de ressurgência. Ocorria boa disponibilidade de nutrientes e oxigênio, a salinidade era normal e o substrato era firme. O clima variou de seco com temperaturas elevadas a úmido com temperaturas amenas (Lima, 2002).

Já durante o Paleoceno uma razão C/M significativamente mais alta, indica um forte influxo de terrígenos e uma maior influência do continente nesse intervalo estratigráfico. Na pedreira Poty, o índice de diversidade relativamente menor para a Formação Maria Farinha, em relação à Formação Gramame, corrobora com essa interpretação. O predomínio da associação 2 para o Daniano também é indicativo de águas mais rasas e uma fase regressiva. (Tab.16). Conforme Lima (2002), a deposição da Formação Maria Farinha, ocorreu em clima tropical e paleobatimetria nerítico médio, sob o aporte elevado de material siliciclástico.

Quanto à equitabilidade e dominância não existe uma variação significativa entre as duas seções, indicando que, de forma geral, houve uma distribuição equilibrada das espécies no meio. Em alguns afloramentos, no entanto, como Nassau e Engenho Garapu, observaram-se valores maiores de dominância em decorrência do predomínio de uma espécie em um ou mais pontos ao longo do afloramento, Zonas de abundância de *Operculodinium* e *Cordosphaeridium*, respectivamente (Tabs.3, 6 e 16 Anexos 1 e 2).

VII.4.1 – Correlação biocronoestratigráfica

Em análise de agrupamento para os afloramentos estudados, observou-se que as pedreiras Poty, Cipasa, Cimepar- CD, São Clemente, Cigra e Nassau são mais semelhantes entre si, em relação à Zebu (Fig.43), que se diferenciou quanto alguns parâmetros analisados como a expressiva abundância de indivíduos, em especial o exemplares do gênero *Cordosphaeridium* (Tabs.1 e 7, Anexo 1). Este acme, junto ao influxo maior de terrígenos observado neste afloramento, sugere sedimentação em ambiente de mar aberto, relativamente mais próximo da linha de costa. Dentre daquele grande grupo, observou-se ainda a

composição de dois subgrupos formados pelas pedreiras Poty, Cigra, São Clemente e Cimepar e Nassau, Cipasa e Engenho garapu, respectivamente, mostrando junto a análise dos dados referentes a razão C/M (Tab. 16) que estes afloramentos foram depositados em condições ambientais semelhantes, atribuindo-se ao primeiro grupo um ambiente marinho mais proximal, e ao segundo condições marinhas características de ambientes mais distais, em comparação ao anterior.

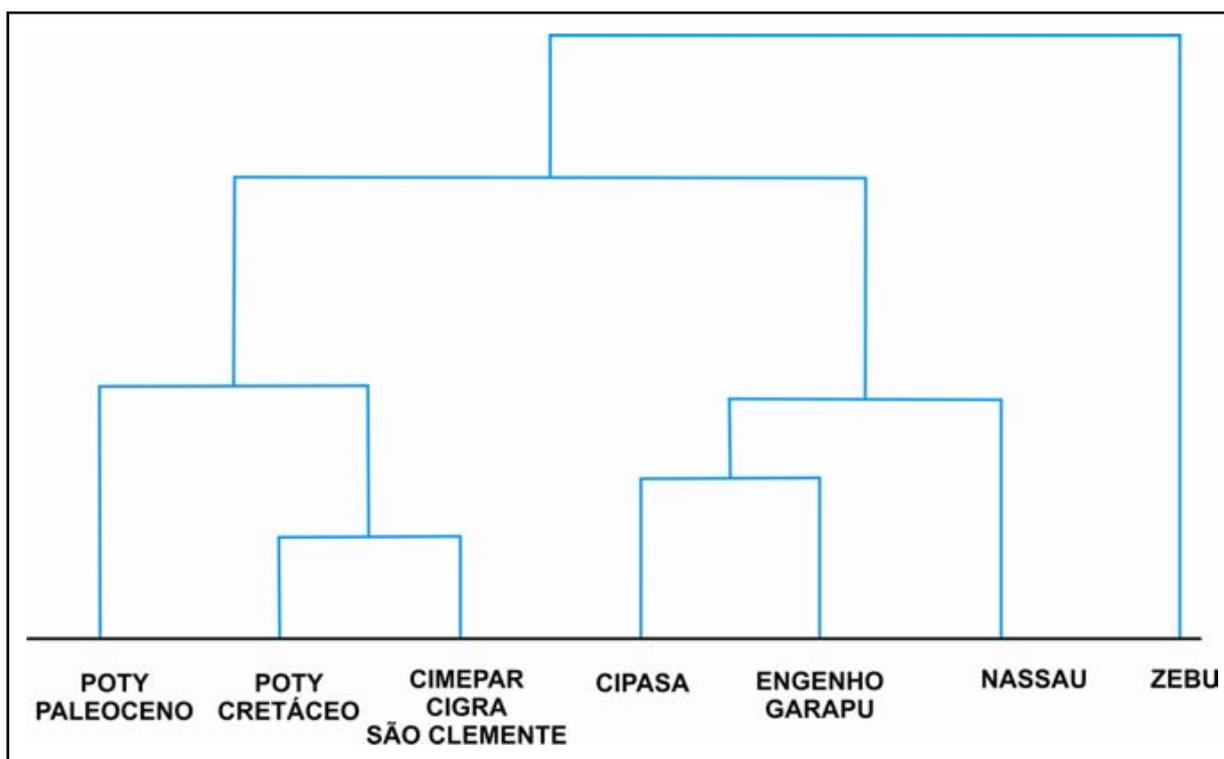


Figura 43 - Dendrograma com o agrupamento dos afloramentos

A análise paleoambiental destes afloramentos utilizando-se os conceitos referentes à Estratigrafia de Sequências, permitiu a individualização de duas sequências, sendo a sequência I, a Formação Gramame e a sequência II, a Formação Maria Farinha. A correlação cronoestratigráfica (Fig.44) das pedreiras mostrou que, na primeira sequência, as seções 5-13 m da pedreira Zebu, 1-6 m da Cimepar, 1- 4.5 m da Engenho Garapu, 1.5-9.1 m da Cipasa e 5-10 m da Nassau, são correlatas, de forma que foram depositadas em um TST, sendo a Superfície de Inundação Máxima, SIM delimitada em todas estas unidades a partir do pico de diversidade e abundância de dinoflagelados, comum a todas elas. De acordo com Lima (2002) a superfície de Inundação Máxima se encontra um pouco mais alta baseada em análises geoquímicas. Essa constatação não está em desacordo com as análises palinológicas por se tratarem de métodos paleoambientais de natureza distinta, embora mostrem tendências

ecológicas coerentes. Na pedreira Zebu, a porção complementar, da elevação 13 a 14.5 m, compreende o TSMA, correlacionando-se as seções 6 -9.5 m da Cimepar, 4.5-5.5 m da Engenho Garapu, 9.1-28.5 m da Cipasa e 10 a 15m da Nassau. O intervalo 18.5 a 35m dessa última pedreira e a porção 1-14.3 m da pedreira Poty também são correlatos, sendo depositados da mesma forma num TSMA em um sistema progradante. Este trato ainda foi observado na sequência sobrejacente (14.3-18,5 m), de idade Paleoceno inferior, correspondente a porção superior da Pedreira Poty, a Formação Maria Farinha, onde ocorreu a instalação de uma fase regressiva (Figs. 28, 31,32,33, 35, 37 e Fig.39, Anexo 3).

PEDREIRAS	SEQUÊNCIA	TST	SIM	TSMA
ZEBU	I	5-13 m	13 m	13-14.5 m
CIMEPAR	I	1-6 m	6 m	6-9.5 m
ENGENHO GARAPU	I	1-4.5 m	4.5 m	4.5-5.5 m
CIPASA	I	1.5-9.1 m	9.1 m	9.1-28.5 m
NASSAU (EOMAASTRICHTIANO)		5-10 m	10 m	10-15 m
NASSAU (NEOMAASTRICHTIANO)	I	-	-	18.5-35 m
POTY (NEOMAASTRICHTIANO)	I	-	-	1-14.3 m
POTY (TERCIÁRIO)	II	-	-	14.3-18.5 m

Figura 44 – Correlação cronobioestratigráfica das pedreiras estudadas

CAPÍTULO X

CONSIDERAÇÕES FINAIS

No presente estudo a identificação de palinomorfos guias possibilitaram datar a Formação Gramame como de idade Maastrichtiano e pertecente a Biozona P-450 *Crassitricolporites brasiliensis*, delimitada a partir da ocorrência dos esporomorfos *Araucariacites australis*, *Gabonisporis vigorouxii*, *Gabonisporis spp*, *Crassitricolporites brasiliensis*, *aquilapollenites Magnus*, *Ariadnaesporites sp* e *Tricornites elongatus*, e dos dinoflagelados do gênero *Dinogymnium* e *Yolkinigymnium* e as espécies *Alisogymnium euclaense*, *Disphaerogena carposphaeropsis Hafniasphaera fluens*, *Cordosphaeridium inodes*, *Cordosphaeridium gracile*, *Thalassiphora pelágica*, *Systematophora placacantha*, *Palaeocystodinium lidiae*, *Palaeocystodinium bulliforme*.

A Formação Maria Farinha foi datada como de idade Daniano e pertecente a Superzona *Proxapertites operculatus* P-500 e Zona *Hystrichosphaeridium caiobensis* PP-510, definidas pela ocorrência dos esporomorfos *Proxapertites operculatus*, *Echtricolpites communis* e *Longapertites proxapertitoides* e dos dinoflagelados *Damassadinium californicum* e *Disphaerogena Carposphaeropsis*.

A análise dos dados referentes aos parâmetros ecológicos (diversidade, abundância, equitabilidade, dominância, razão C/M e associações de dinoflagelados) permitiu inferir o ambiente nerítico externo/batial superior e uma fase transgressiva para a Formação Gramame, sendo individualizados para esta unidade litoestratigráfica o TST e o TSMA. Nesta seção foram observados, em geral, diversidade e abundância relativamente expressivas, e uma baixa razão C/M, demonstrando que essa seção foi influenciada predominantemente por um ambiente marinho mais distal. É importante ressaltar, que em direção ao topo dessa formação foram observadas razões mais altas entre os elementos continentais e marinhos, indicando uma maior influência do continente com a deposição de fácies mais proximais no Neomaastrichtiano.

A formação Maria Farinha foi depositada em ambiente marinho nerítico médio em uma fase regressiva, sendo reconhecido para esta seção o TSMA. O forte influxo de

terrígenos e o menor índice de diversidade de dinoflagelados para esta seção observados na Pedreira Poty corroboram com essa interpretação Paleoambiental.

Na pedreira Poty, o limite Cretáceo/Terciário, foi observado na elevação de 14.3 m, sendo este delimitado pelo desaparecimento dos esporomorfos *Aquilapollenites magnus*, *Crassitricolporites brasiliensis*, *ricornite elongatus*, *Gabonispuris spp* e *Ariadnaesporites sp* e dos dinoflagelados do gênero *Dinogymnium* e da espécie *A.euclaense*, palinomorfos típicos do maastrichtiano e pelo primeiro registro do *Damassadinium californicum*, dinoflagelado guia para a base do Terciário. É importante chamar a atenção para o fato de que na passagem K/T apenas 28.8% dos dinoflagelados foram extintos corroborando com a idéia defendida por alguns autores de que geralmente os dinoflagelados não foram significativamente afetados pelos eventos de extinção em massa ocorridos nesse limite. Acredita-se que estes organismos eram mais resistentes em relação a outros grupos de microfósseis, de forma que os mesmos exploraram com sucesso o habitat e as novas condições ambientais impostas restritivas ao desenvolvimento de grande parte dos seres planctônicos que viviam naquela época.

CAPÍTULO XI

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albertão, G.A. 1993. Abordagem interdisciplinar e epistemológica sobre as evidências do limite Cretáceo-Terciário, com base em leituras efetuadas no registro sedimentar das bacias da costa leste brasileira. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 2 Volumes, 251p.
- Albertão, G.A & Martins Jr., 1996a. Stratigraphic record and geochemistry of the Crataceous-Tertiary (K-T) boundary in the Pernambuco-Paraíba (PE/PB) basin northeastern Brazil. In: Jardiné, S.; Klasz, I. & Debenay, J.P. (Eds.), *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud. Actes colloques Angers*, **1**: 403-411.
- Albertão, G.A. & Martins Jr., P.P. 2006. Estratos Calcários da Pedreira Poty (Paulista), PE: Evidências de Evento Catastrófico no primeiro Registro do Limite K-T descrito na América do Sul. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, **102**: 1-14.
- Albertão, G.A.; Koutsoukos, E.A.M.; Regali, M.P.S.; Attrep Jr., M.; Martins Jr., P.P. 1994a. The Cretaceous-Tertiary boundary in Southern low-latitude regions: preliminary study in Pernambuco, northeastern Brazil. *Terra Research.*, **6**: 366-375.
- Albertão, G.A.; Martins Jr., P.P. Koutsoukos, E.A.M. 1994b. O limite Cretáceo-Terciário na bacia de Pernambuco/Paraíba: característica que define um marco estratigráfico relacionado com um evento catastrófico de proporções globais. *Acta Geológica Leopoldensia*, **17**(39/1): 203-219.
- Albertão, G.A.; Regali, M.P.S.; Koutsoukos, E.A.M.; Martins Jr., P.P. 1994c. O registro micropaleontológico, com base em foraminíferos e palinóforos, no limite Cretáceo-Terciário (K-T), bacia de Pernambuco/Paraíba (PE/PB), nordeste do Brasil – Inferências Paleoambientais. *Acta Geológica Leopoldensia*, **17** (39/1): 131-145.
- Almeida, J. A. C., 2000. Calcários Recifais Eocênicos da Formação Marinha Farinha na Sub-Bacia de Alhandra, Paraíba: Aspectos Taxionômicos, Paleoecológicos, Paleoambientais e Estratigráficos. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 164 p.
- Almeida, C.B.de.; Sá, E.F.J.de.; Cruz, L.R.; Nascimento, M.A.L.do.; Silva, F.C.A.da.; Antunes, A.F.; Frutuoso Jr, L.J.; Lima Filho, M.F.; Souza, Z.S.de.; Guedes, I.M.G. 2003. A Suíte Magmática Ipojuca: Relações e Implicações Tectono-Estratigráficas Na Sub-Bacia de Pernambuco. In: Congresso Brasileiro de P& D em Petróleo e Gás, 2, Rio de Janeiro, *Anais*, 32p.

- Almeida, C.B., Cruz, L.R., Jardim de Sá, E.F., Vasconcelos, P.M.P., Medeiros, W.E. 2005. Tectônica e relações estratigráficas na Sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil: contribuição ao conhecimento do rifte Atlântico Sul. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **13**(2): 167-180.
- Andrade, G.C.C.A. 2010. Nanofósseis Calcários do Maastrichtiano Superior ao Daniano do Poço Poty, Bacia da Paraíba, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 92 p.
- Antunes, R.L. & Melo, J.H.G. de 2001. Micropaleontologia e Estratigrafia de Seqüências. In: Ribeiro H.J.P.S. (eds.), *Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e aplicações*, Editora Unisinos, Rio Grande do Sul, 137-218.
- Alvarez, L.W.; Asaro, F.; Michel, H.V.1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, **208** (4448): 1095-1108.
- Arai, M. 1992. Dinoflagellates from the middle Cretaceous in the offshore Campos Basin, southeastern Brazil. In: Simpósio Sobre as Bacias Cretácicas Brasileiras, 2, Rio Claro, *Resumos Expandidos*, 27-29.
- Arai, M. 1994. Dinoflagelados do Cretáceo Superior (Turoniano – Maastrichtiano) da Bacia de Campos, plataforma continental do Sudeste Brasileiro. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro, *Boletim de Resumos*, 59-61.
- Arai, M. 2005a. *Biodiversité des dinoflagellés de la marge brésilienne de l'Atlantique Central et de l'Atlantique Sud: outil traceur des échanges entre l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud au Crétacé moyen et supérieur. Mémoire* (Diplôme d'Études Supérieures de Sciences) – Université Pierre et Marie Curie, Paris, 177f .
- Arai, M. 2007. Sucessão das Associações de Dinoflagelados (Protista, Pyrrhophyta) ao Longo das Colunas Estratigráficas do Cretáceo das Bacias da Margem Continental Brasileira: Uma Análise sob Ponto de Vista Paleoceanográfico e Paleobiogeográfico. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 18 p.
- Arai, M. & Botelho Neto, J. 1996. Biostratigraphy of the marine Cretaceous of the southern and southeastern Brazilian marginal basins, based on dinoflagellates. *Samc News*, **6**: 15-16.
- Arai, M., Lana, C.C. 2004. Dinoflagelados. In: Ismar Souza Carvalho. (coord.). *Paleontologia*. Interciência, Rio de Janeiro, 2: 327-350.
- Asharat, A.R. & Stinnesbeck, W. 1988. Pollen and sporen an der Kreide-Tertiar grenze in staate Pernambuco, NE Brasileim. *Palaeont. ABT. b*, **208** (1-3):39-51.
- Askin, R.A. 1988. Campanian to Paleocene palynological succession of Seymour and adjacent islands, northeastern Antarctic Peninsula. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. Boulder: *Geological Society of America*, Memoir, **169**: 131 – 153.

- Barbosa, J.A. 2004. Evolução da Bacia da Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno: formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 230p.
- Barbosa, J.A. 2007. A deposição carbonática na faixa costeira Recife-Natal: aspectos estratigráficos, geoquímicos e paleontológicos. Tese de Doutorado, Centro de tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 107-114.
- Barbosa, J.A & Lima Filho. 2005. Os domínios da bacia da Paraíba. In: Congresso Brasileiro de P& D em Petróleo e Gás, 3, Salvador, *Anais*, 50p.
- Barbosa, J.A & Lima Filho. 2006. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **14** (1): 287-306.
- Barbosa, J.A., Lima Filho, M.de., Jesus Neto, J.C.de., Neumann, V.H., Ribeiro, F.S., Batista, A.P. 2009. Depósitos Albianos da Faixa Costeira da bacia de Pernambuco: proposição de uma nova unidade estratigráfica, a Formação Suape. In: Congresso Brasileiro de P& D em Petróleo e Gás, 5, Fortaleza, *Anais*, 50p.
- Barbosa, J.A., Sales Viana, M.S., Neumann, V.H. 2006. Paleoambientes e Icnofácies da Seqüência Carbonática da Bacia da Paraíba (Cretáceo-Paleogeno), Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**: 73-90.
- Barbosa, J.A., Souza, E.M., Lima Filho, M.F., Neumann, V.H. 2003. A estratigrafia da Bacia Paraíba: uma reconsideração. *Estudos Geológicos*, **13**: 89-108.
- Barbosa, J. A., Souza, E. M., Lima Filho, M. Neumann, V. H. 2004. The stratigraphic evolution of the Paraíba Basin, NE Brazil, A basic analysis using sequence stratigraphy tools. Am. Assoc. Petr. Geol., Annual Meeting., Dallas, *Abstracts* in CD Rom.
- Barbosa, J.A., Souza, E.M., Lima Filho, M.F., Neumann, V.H. 2003. A estratigrafia da Bacia Paraíba: uma reconsideração. *Estudos Geológicos*, **13**: 89-108.
- Barth, O.M. 2004. Palinologia. In: Ismar Souza Carvalho. (Coord.). *Paleontologia*. Interciência, Rio de Janeiro, 2: 369-391.
- Batten, D.J. & Lister, J.K. 1988. Early Cretaceous dinoflagellate cysts and chlorococcalean algae from freshwater and low salinity palynofacies in the English Wealden. *Cretaceous Research*, **9**: 337-367.
- Benson, D.G. 1976. Dinoflagellate taxonomy and biostratigraphy at the Cretaceous-Tertiary boundary, Round Bay, Maryland. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, **12**(4): 169-233.
- Beurlen, K., 1959. Observações sobre a Formação Maria Farinha Estado de Pernambuco. Escola de Geologia do Recife, *Arq. Geol.* **1**: 5-15.
- Beurlen, K. 1967a. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **16**(1): 43-53.

- Beurlen, K. 1967b. Paleontologia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da sociedade Brasileira de Geologia*, **16**(1): 73-79.
- Beurlen, K. 1967c. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. In: Cong. Bras. Geologia, 21, Curitiba, *Anais*, 151-158.
- Bohor, B.F.; Foord, E.E.; Modreski, P.J.; Triplehorn, D.M. 1984. Mineralogic evidence for an impact event at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Science*, **224** (4651): 867-869.
- Braarud, T. 1945. Morphological observations on marine Dinoflagellate cultures (*Parella perforata*, *Gonyaulax tamarensis*, *Protoceratium reticulatum*). Avh.Norsk Vidensk.-Akad., Oslo, *Mat.-Naturr.Klasse*, **11**: 1-18.
- Brinkhuis, H. & Leereveld, H. 1988. Dinoflagellate cysts from the Cretaceous/Tertiary boundary sequence of El Kef, northwest Tunisia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **56**: 5-19.
- Brinkhuis, H. & Zachariasse, W.J. 1988. Dinoflagellate cysts, sea level changes and planktonic foraminifers across the Cretaceous-Tertiary boundary at El Haria, Northwest Tunisia. *Mar. Micropaleontol.* **13**(2): 153-191.
- Brown Jr., L.F. & Fisher, W.L. 1977. *Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins*. In: Payton, C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy-Application of Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26: 213-248.
- Bujak, J.P., Barss, M.S., Williams, G.L. 1977. Offshore east Canada's organic type and color and hydrocarbon potential. *The Oil and Gas Journal*, **75**: 198-201.
- Chang, H.K.; Kowsmann, R.O.; Figueiredo, A.M.F. 1990. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. (Coords.), *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro, 269-289.
- Châteauneuf, J. & Beyre, Y. 1974. *Éléments de Palynologie. Applications Géologiques*. Lab.Paléont.Univ.Gênève, 345p.
- Chatton, E. 1952. Classe des Dinoflagellés au Péridiniens. In: Grasse, P.P. (ed.), *Traité de Zoologie, Anatomie, Systématique, Biologie. Protozoaires, Généralités, Flagellés*. Masson et Cie., Paris, p. 309-406.
- Colbath, G.K. 1996. *Introduction: Green and Blue-Green Algae*. In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1: 171-172.
- Colbath, G.K. & Grenfell, H.R. 1995. Review of biological affinities of Paleozoic acid-resistant organic-walled eukaryotic algal microfossils (including "acritarchs"). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **86**: 287-314.

- Combaz, A. 1967. Leiosphaeridaceae Eisenack, Protoleiosphaeridae Timofeev 1959 – leurs affinités, leur rôle sédimentologique et géologique. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **1**: 309-321.
- Courtinat, B., Crumière, J.P., Méon, H., Schaaf, A. 1991. Les associations des kystes des dinoflagellés du Cénomanién-Turonien de Vergons (Bassin Vocontien France). *Geobios*, **6**: 649-666.
- Courtinat, B. & Méon, H. 1991. Les microforaminifères (Scytinascia), un groupe palynologique méconnu (historique). Leur analyse dans le Cénomanién-Turonien de Vergons (Bassin Vocontien, France). *Geobios*, **24**: 559-567.
- Cross, A.T.; Thompson, G.G. & Zaitzeff, J.B. 1966. Source and distribution of palynomorphs in bottom sediments, southern part of Gulf of California. *Marine Geology*, **4**: 467-527.
- Cruz, L.R. 2002. Mapeamento Geológico da Região de Cabo (PE), Sub-Bacia de Pernambuco. Relatório de Graduação, Curso de Geologia, universidade Federal do Rio Grande do Norte, 74p.
- Cruz, L.R.; Lima Filho, M. F.; Neumann, V. H. M. L.; Jardim de Sá, E. F.; Alves da Silva, F. C.; Frutuoso JR, L. J.; Nascimento, M. A. L.; Guedes, I. M. G.; Antunes, A. F.; Almeida, C. B.; Melo, K. J. V. 2003. As unidades siliciclásticas da Sub-bacia de Pernambuco: uma revisão lito-estratigráfica. In: Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, 2, Rio de Janeiro, *Anais*, 50p.
- Cruz, L.R.; Lima Filho, M.F.; Neumann, V.H.M.L; Sá, E.F.J.de.; Silva, F.C.A.da.; Frutuoso Jr., L.J.; Nascimento, A.L.do.; Guedes, I.M.G.; Antunes, A.F.; Alemida, C.B.de.; Melo, K.J.V.de. 2003. As Unidades Siliciclásticas da Sub-Bacia de Pernambuco: Uma Revisão Litoestratigráfica. In: Congresso Brasileiro de P& D em Petróleo e Gás, 2, Rio de Janeiro, *Anais*, p.23.
- Cuomo, M.C. & Bartholomew, P.R. 1991. *Pelletal black shale fabrics: their origin and significance*. In: Tyson, R.V. & Pearson, T.H. (eds.). *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. Geological Society of London, Special Publication, **58**: 221-232.
- Cruz, N.M.C.da. 2004. Quitinozoários. In: Ismar Souza Carvalho. (Coord.). *Paleontologia*. Interciência, Rio de Janeiro, **2**: 394-403.
- Daemon, R.F. & Quadros, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, **24**, Brasília, *Anais*, 359-412.
- Damassa, S.P. 1988. *Carpatella cornuta* Grigorovich 1969 (Dynophyceae): a member of the Aptiana-Vontriosum complex. *Palynology*, **12**: 167-178.
- Davey, R.J. 1978. Marine Cretaceous palynology of Site 361, Leg 40, off southwestern Africa. In: Bolli, H.M.; Ryan, W.B.F., et al. (eds.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. U.S. Government. Printing Office, Washington, **40**: 883 - 913.
- Davey, R.J. & Rogers, J. 1975. Palynomorph distribution in recent offshore sediments along two traverses off South West Africa. *Marine Geology*, **18**: 213-225.

- Deák, M.H. 1964. Les Scytinascias. *Bulletin of the Geological Society of Hongrie*, **94**: 95-106.
- Demon, R.F. 1974b. Integração dos resultados palinológicos com os de fauna e flora de camadas fossilíferas do neopaleozóico da bacia do Paraná. Implicações estratigráficas e paleogeográficas. *Revista Unimar*, **1**: 25-41.
- Dino, R. 1992. Palinologia, Bioestratigrafia e Paleoecologia da Formação Alagamar-Cretáceo da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da USP, 299p.
- Drugg, W.S. 1967. Palynology of the Upper Moreno Formation (Late Cretaceous- Paleocene) Escarpado Canyon, California. *Palaeontographica*, **120**: 1-71.
- Erdtman, G. 1952. *Pollen morphology and plant taxonomy. Angiosperms: an introduction to Palynology*. Almqvist & Wiksell, Stockholm, 539p.
- Eshet, Y., Moshkovitz, S., Habib, D., Benjamini, C., Magaritz, M. 1992. Calcareous nanofossil and dinoflagellate stratigraphy across the Cretaceous-Tertiary boundary at Hor Harar, Israel. *Marine Micropaleontology*, **18**: 199-228.
- Evitt, W.R. 1985. Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation. American Association of Stratigrapher Palynologists. *Monograph Series*, **1**: 1333 p.
- Fægri, K. & Iversen, J. 1975. *Textbook of Pollen Analysis*. Munksgaard, Copenhagen, 486p.
- Farrimond, P.; Eglinton, G.; Brassel, C. & Jenkyns, H.C. 1989. Toarcian anoxic event in Europe: an organic geochemical study. *Marine Biology*, **7**: 136-147.
- Fauth, G. 2000. The Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary ostracodes from the Poty Quarry, Pernambuco-Paraíba Basin, northeastern Brazil: systematics biostratigraphy, palaeoecology and palaeobiogeography. Tese de Doutorado, Ruprecht- Karls-Universität, 157p.
- Feijó, F. P. 1994. Bacia Pernambuco-Paraíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8** (1): 143 – 148.
- Fensome, R.A., Taylor, F.J.R., Norris, G., Sarjeant, W.A.S., Wharton, D.I. & Williams, G.L. 1993. A classification of fossil and living dinoflagellates. *Micropaleontology*, Special Publication, **7**: 351p.
- Fensome, R.A.; Riding, J.B. & Taylor, F.J.R. 1996. *Dinoflagellates*. In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (eds.), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphy Palynologists Foundation, Dallas, Texas, **1**: 107-169.
- Ferreira, E.P. 2004. Palinoestratigrafia e Caracterização de paleoambientes da seção Paleocênica-Eocênica da Bacia de Sergipe. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 68-69 p.
- Goodman, D.K. 1979. Dinoflagellate “communities” from the Lower Eocene Nanjemoy Formation of Maryland, U.S.A. *Palynology*, **3**: 169-190.

- Górka, H. 1963. Coccolithophoridés, dinoflagellés, hystrichosphaeridés et microfossiles incertae sedis du Crétacé supérieur de Pologne. *Acta Palaeontologica Polonica*, **8**:1-83.
- Graham, L.E. 1990. Meiospore formation in charophycean algae. In: Blackmore, S. & Knox, R.B. (eds.), *Microspores, evolution and ontogeny*. Academic Press, New York, p.43-54.
- Grassi, A.A. 2000. O limite Cretáceo-Terciário nas bacias de Pernambuco-Paraíba e Campos: um estudo multidisciplinar com ênfase na bioestratigrafia de nanofósseis calcários. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 246p.
- Gregory, W.A. & Hart, G.F. 1992. Towards a predictive model for the palynologic response to sea-level changes. *Palaios*, **7**: 3-33.
- Habib, D. 1982. Sedimentary supply origin of Cretaceous black-shales. In: Schlanger, S.O., Cita, M.B. (eds.). *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-Rich Facies*. Academic Press, London, 113-127.
- Habib, D. 1983. Sedimentation rate dependent distribution of organic matter in the North Atlantic Jurassic-Cretaceous. In: Sheridan, R.R., Gradstein, F.M. et al. (eds.). *Init. Repts. DSDP. U.S. Govt. Printing Office, Washington*, 76:781-794.
- Habib, D. 1994. *Biostratigraphic evidence of the KT boundary in the eastern Gulf Coastal Plain north of the Chicxulub crater*. In: New Developments Regarding the K/T Event and other catastrophes.
- Habib, D. & Miller, J.A. 1989. Dinoflagellate species and organic facies evidence of marine transgression and regression in the Atlantic Coastal plain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **74** (1/2):23-47.
- Harland, R. 1973. Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Bearpaw Formation (Upper Campanian) of Southern Alberta, Canada. *Paleontology*, **16**: 665-706.
- Hart, G.F. 1986. Origin and Classification of Organic Matter in Clastic Systems. *Palynology*, **10**:1-23.
- Hansen, J.M. 1977. Dinoflagellate stratigraphy and echinoid distribution in Upper Maastrichtian and Danian deposits from Denmark. *Bull. Geol. Soc. Den.*, **26**:1-26.
- Hansen, J.M. 1979. Dinoflagellate zonation around the boundary. In: Birkelund, T. & Bromley, R.G. (Eds.). *Cretaceous/Tertiary Boundary Events Symposium, Proceedings.*, 1:136-141.
- Hashimoto, A.T. 1995. Contribuição ao estudo do relacionamento da palinologia e a estratigrafia de seqüências. Análise da seção do Cretáceo médio/Superior da Bacia de Santos, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 130p.

- Helby, R.; Morgan, R.; Partridge, A.D. 1987. *A palynological zonation of the Australian Mesozoic*. In: Jell, P.A. (Ed.). *Studies in Australian Mesozoic Palynology*. Association of Australasian Palaeontologists, p.1-94.
- Helenes, J. 1984. Morphological analysis of Mesozoic-Cenozoic Cribroperidinium (Dinophyceae), and taxonomic implications. *Palynology*, **8**: 107-137.
- Heusser, C.J. 1988. Late Quaternary vegetation and climate of subtropical Chile. *Palynology*, **12**: 241.
- Heusser, L. & Balsam, W.L. 1977. Pollen distribution in the Northeast Pacific Ocean. *Quaternary Research*, **7**: 45-62.
- Hildebrand, A.R.; Penfield, G.T.; Kring, D.A.; Pilkington, M.; Camargo, A.Z.; Jacobson, S.B.; Boynton, W.V.; 1991. Chicxulub crater: a possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula. *Geology*, Tulsa, **19**: 867-869.
- Hulteberg, S.U. & Malmgren, B.A. 1986. Dinoflagellate and planktonic foraminiferal paleobathymetrical indices in the Boreal uppermost Cretaceous. *Micropaleontology*, **32**: 316-323.
- Hutton, A.C. 1988. *The lacustrine Condor oil shale sequence*. In: Fleet, A.J.; Kelts, K. & Talbot, M.R. (ed). *Lacustrine petroleum source rocks*. Geological Society, Special Publication, 40: 329-340.
- Ioannides, N.S. 1986. Dinoflagellate Cysts from Upper Cretaceous-Lower Tertiary sections, Bylot and Devon Islands, Arctic Archipelago. Geological Survey of Canada, *Bulletin*, 371: 47p.
- Jain, K.P. & Millepied, P. 1975. Cretaceous microplankton from Senegal basin, W. Africa, Pt. II. Systematics and Biostratigraphy. *Geophytology*, **5**: 126-171.
- Jarvis, I.; Carson, G.A.; Cooper, M.K.E.; Hart, M.B.; Leary, P.N.; Tocher, B.A.; Horne, D.; Rosenfeld, A. Microfossil assemblages and the Cenomanian – Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cretaceous Research*, **9**: 3-103
- Kegel, W. 1954. Nota sobre os microfósseis do fosfato Cretáceo de Pernambuco. *Bol. soc. Bras. Geol.*, **3**: 25p.
- Kegel, W. 1955. Geologia do fosfato de Pernambuco. Div. Geol. Min. DNPM. *Bol.* **157**: 54 p.
- Keller, G.; Adatte, T.; Hollis, C.; Ordóñez, M.; Zambrano, I.; Jiménez, N.; Stinnesbeck, W.; Aleman, A.; Hale-Erlich, W. 1997b. The Cretaceous-Tertiary boundary event in Ecuador reduced biotic effects due to eastern boundary current setting. *Marine Micropaleontology*, **31**: 97-133.
- Kofoid, C.A. 1909. On Peridinium Steini Jörgensen, with a note on the unity of the genus. *Zoolog. Anzeiger*, **32**: 177-183.
- Köthe, A. 1990. Paleogene dinoflagellates from northwest Germany – biostratigraphy and paleoenvironment. *Geologisches Jahrbuch. Reihe A*, **118**: 3-118.

- Koutsoukos, E.A.M. 1995. Reply to Stinnesbeck W. and Keller G. The Cretaceous-Tertiary boundary in Southern low-latitude: preliminary study in Pernambuco, northeastern Brazil-Comments and Reply. *Terra Nova*, **7**: 375-382.
- Koutsoukos, E.A.M. 1996a. The Cretaceous-Tertiary boundary at Poty, NE Brazil – Event stratigraphy and palaeoenvironments. 1994. In: Jardiné, S.; Klasz, I. & Debenay, J.-P. (eds.) *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud*, 16, Angers, *Actes*, 1: 413- 431.
- Koutsoukos, E.A.M. 1996b. *Phenotypic experiments into new pelagic niches in early Danian planktonic foraminifera: aftermath of the K/T boundary event*. In: Hart, M.B. (ed.), *Biotic Recovery from Mass Extinctions Events*. Geological Society, Special Publication, 102: 319-335.
- Koutsoukos, E.A.M. 1998. An extraterrestrial impact in the early Daniano: a secondary K/T boundary event? *Terra Nova*, **10**: 68-63.
- 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, 39p.
- Lana, C.C. 1998. The palaeoenvironmental distribution of the upper Cenomanian – lower Turonian dinocyst assemblages of Potiguar basin, Northeastern Brazil. In: Internatinal Conference on Modern and Fossil Dinoflagellates, 6, Trondheim, *Abstracts*, 1:90.
- Lana, C.C.; Arai, M.; Roesner, E.H.2002. Dinoflagelados fósseis da seção cretácea marinha das bacias marginais brasileiras: um estudo comparativo entre as margens equatorial e sudeste. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 6, São Pedro, *Boletim de Resumos*, 247-252.
- Lana, C.C. & Botelho Neto. 1989. Evidências de provincialismo entre os dinoflagelados peridinóides do Cretáceo Superior – Paleoceno das bacias de Santos e Potiguar, Brasil. In: Congr. Bra. Paleo, 11, Curitiba , *Anais*, 353-371.
- Lana, C.C.; Roesner, E. H. 2002. Biocronoestratigrafia de dinoflagelados da seção cretácea marinha das bacias do Ceará e Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 6, São Pedro, *Boletim de Resumos*, 239-245.
- Leckie, D.A., Singh, C., Doodarzi, F., Wall, J.H. 1990. Organic-rich, radioactive marine shale: A case study of a shallow-water condensed section, Cretaceous Shaftesbury Formation, Alberta, Canadá. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **60**: 101-117.
- Lima, F.H.O. 2002. *Análise Estratigráfica Integrada do Maastrichtiano (Formação Gramame) da Bacia de Pernambuco-Paraíba – NE do Brasil: Caracterização Faciológica e Evolução Paleoambiental*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, xxip.
- Lima, F.H.O & Koutsoukos, E.A.M. 2002. Calcareous nannofossil biostratigraphy in the maastrichtian of the Pernambuco-Paraíba Basin, NE Brazil. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 6, São Pedro, *Boletim de Resumos*, em CD-Rom.

- Lima, F.H.O & Koutsoukos, E.A.M. 2004. Petrografia e microfácies das rochas carbonáticas da Formação Gramame (Maastrichtiano), bacia de Pernambuco-Paraíba, NE –Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá, *Boletim de resumos*, em CD-Rom.
- Lima, M.R. 1985. Primeiros Resultados Palinológicos de Sedimentos da Bacia Costeira Pernambuco-Paraíba. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 9, Fortaleza, *Anais*, 10p.
- Lima Filho, M.F.1998. Análise Estratigráfica e Estrutural de Bacia Pernambuco. Tese de Doutorado, Inst. Geociências, USP, 139p.
- Lima Filho, M. F. & Souza, E. M., 2001. Marco estratigráfico em arenitos calcíferos do Campaniano da Bacia Paraíba: estratigrafia e significado paleoambiental. In: Simp. Geol. Nord. 19, *Anais*, 87-88.
- Lima Filho, M. F.; Barbosa, J.A.; Neumann, V.H.; Souza, E.M. 2005. Evolução Comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba. In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos/ IV International Symposium on Tectonics, Curitiba, *Anais*, 5p
- Lister, J.K. & Batten, D.J. 1988. Stratigraphic and Palaeo-environment distribution of Early cretaceous dinoflagellate cysts in the Hurlands Farm Borehole, West Sussex, England. *Palaeontographica* Abt. B, Stuttgart, **210** (1/3): 9-89.
- Loutit, T.S., Hardenbol, J., Vail, P.R., Baun, G.R., 1988. *Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences*. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM, Tulsa, Speci. publ., 42:183-213.
- Mabesoone, J. M. 1996b. Considerações estratigráfico-sedimentológicas sobre a Formação Beberibe (Bacia Pernambuco-Paraíba). In: Congr. Bras. Geologia, 39, Salvador. *Anais*, 1: 219-221.
- Mabesoone, J. M. & Alheiros, M. M. 1993. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin and the problem of the South Atlantic connection. *Geologie en Mijnbouw. Kluwer Academic Publishers*, **71**: 351-362.
- Mabesoone, J. M. & Alheiros, M. M. 1988. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(4): 476-482.
- Mabesoone, J.M., Tinoco, I.M., Coutinho, P.N. 1968. The Mesozoic-Tertiary boundary in northeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, **4**: 161-185.
- Mabesoone, J. M., Viana, M. S. S., Lima Filho, M. F. 1999. Late mesozoic history of sedimentary basins in NE Brazilian Borborema province before the final separation of South America and Africa paleogeography. In: Simpósio do Cretáceo do Brasil, 4, *Boletim de Resumos*, 621-626.
- Macleod, N. e 21 outros. 1997. The Cretaceous-Tertiary boundary biotic transition. *Journal of the Geological Society*, **154**: 265-292.

- Mann, K.H. 1988. Production and use of detritus in various fresh water, estuarine, and coastal marine ecosystems. *Limnology and Oceanography*, **33**: 910-930.
- Marshall, C.R. 1998. Mass extinction probed. *Nature*, **392**: 17-120.
- Marshall, K.L. & Batten, D.J. 1988. Dinoflagellate cyst associations in Cenomanian-Turonian "black shale" sequences of Northern Europe. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **54**: 85-103.
- Martini, E., 1971. Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: A. Farinacci (ed.), Proceedings II Planktonic Conference, Roma, 1970, 2: 739-85.
- Martins Jr., P.P.; Albertão, G.A.; Haddad, R. 2000. The Cretaceous-Tertiary boundary in the context of impact geology and sedimentary record – an analytical review of 10 years of researches in Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30** (3): 456-461.
- Masure, E. 1984. L'indice de diversité et les dominances des "communautés" de kystes de dinoflagellés: marqueurs bathymétriques; forage 398 D, croisière 47 B. *Bull. Soc. Geol. France*, **26**(1): p.93-111.
- Masure, E. 1991. *Macroevolution dès Dinophyceae (Triple approche: biologique, paléontologique, moléculaire)*. Univ. Pierre-et-Marie-Curie, Paris, (Paris VI). 205 p.
- Maury C. J. 1930. O Cretáceo da Parahyba do Norte. *Monografia do Serv. Geol. Min. Rio de Janeiro*, 8:1-305.
- McKee, E.D., Chronic, J. Leopold, E.B. 1959. Sedimentary belts in the Lagoon of Kapingamarangi Atoll. *AAPG Bulletin*, Tulsa, **43** (3): 501-562.
- Melia, M.B. 1984. The distribution and relationship between palynomorphs in aerosols and deep-sea sediments off the coast of northwest Africa. *Marine Geology*, **58**: 345p.
- Mendonça Filho, J.G.; Carvalho, M.A. & Menezes, T.R. 2002. *Palinofácies. Técnicas e Procedimentos de trabalho com fósseis e formas modernas comparativas*. Editora Unisinos, São Leopoldo, 20-24.
- Menor, E. A., Dantas, J. R. A., Sobrinho, A. C. P. 1977. A sedimentação fosfática em Pernambuco e Paraíba: revisão de novos estudos. Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, *Anais* 6: 1-27.
- Moldowan, M.J.; Dahl, J.; Jacobson, S.R.; Huizinga, B.J.; Fago, F.J.; Watt, D.S. & Peters, K.E. 1996. Chemostratigraphic reconstruction of biofacies: molecular evidence linking cyst-forming dinoflagellates with pre-Triassic ancestors. *Geology*, **24**: 159-162.
- Montanari, A.; Hay, R.L.; Alvarez, W.; Asaro, F.; Michel, H.V.; Alvarez, L.W.; Smit, J. 1983. Spheroids at the Cretaceous-Tertiary boundary are altered impact droplet of basaltic composition. *Geology*, **11**: 668-671.

- Monteil, E.; Feist-Burkhardt, S., Gorin, G. & Michoux, D. 1993. *Utilization des kystes de dinoflagellés en géologie sédimentaire (Biostratigraphie, paléoenvironnement, stratigraphie séquentielle)*. Genève. Université de Genève. Cours de 3ème cycle Romand en Science de la Terre, 86p.
- Moshkovitz, S. & Habib, D. 1993. Calcareous nannofossil and dinoflagellate stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary, Alabama and Georgia. *Micropaleontology*, **39**: 167-197.
- Muller, J. 1959. Palynology of recent Orinoco delta and shelf sediments: Reports of the Orinoco Shelf Expedition. *Micropaleontology*, **5** (1): 1-32.
- Mullins, G.L.; Aldridge, R.J. & Siveter, D.J. 2004. Microplankton associations, biofacies and palaeoenvironment of the type lower Ludlow Series, Silurian. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **130**: 163-194.
- Muniz, G. C. B. 1993. *Novos moluscos da Formação Gramame, Cretáceo Superior dos Estados da Paraíba e de Pernambuco, Nordeste do Brasil*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Publicação Especial 1, 202 p.
- Nóbrega, V.A. & Alheiros, M.M. 1991. Petrografia do arenito Beberibe, Bacia Pernambuco-Paraíba. In: Simp. Geol. Nordeste, 11, Natal, Atas, 75-77.
- Nohr-Hansen, H. & Dam, G. 1997. Palynology and sedimentology across a new marine Cretaceous-Tertiary boundary section on Nuussuaq, West Greenland. *Geology*, **25** (9) 851-854.
- Okada, H. & Burky, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Burky, 1973; 1975). *Mar. Micropaleontol.*, **5**(3): 321-5.
- Oliveira, E. P. 1940. *História e pesquisa do petróleo no Brasil*. Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro, Ser. Publi. Agrícola, 205p.
- Oliveira, M.M.F. 1978. Estudo faciológico da Formação Maria Farinha. Recife: Dissertação de Mestrado, CTG, UFPE, 113p.
- Oliveira P. E. & Andrade Ramos, J. R. – 1956 – Geologia das quadrículas de Recife e Pontas de Pedra. DNPM/DGM, Rio de Janeiro, *Bol.* **151**: 60p.
- Officer, C.B. & Drake, C.L. 1983. The Cretaceous-Tertiary transition. *Science.*, **219** (4591):1383-1390.
- Pantic, N. & Bajaktarevic, Z. 1988. "Nannoforaminifera" in palynological preparations and smear-slides from Mesozoic and Tertiary deposits in Central and Southeast Europe. *Revue de Paléobiologie, Benthos'86 Special*, **2**: 953-959.
- Parry, C.C., Whitley, P.K.J., Simpson, R.D.H. 1981. Integration of palynological and sedimentological methods in facies analysis of the Brent Formation. In: Illing, L.V.,

- Hobson, G.D. (eds.) *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe*. Heyden, London, 205-215.
- Piasecki, S. 1986. Palynological analysis of the organic debris in the lower Cretaceous Jydegard Formation, Bornholm, Denmark. *Grana*, **25**: 119-129.
- Plint, A.G. & Nummedal, D. 2000. *The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis*. In: Hunt, D. & R. Gawthorpe, (Eds.). *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society of London, Special publications 172: 1-17.
- Posamentier, H.W. & Allen, G.P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and Applications. 2. Fundamental Concepts of Sequence Stratigraphy. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **7**: 9-50.
- Posamentier, H.W.; Jersey, M.T. & Vail, P.R. 1988. *Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework*. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, 42: 110-124.
- Posamentier, H.W. & Vail, P.R. 1988. *Eustatic controls on clastic deposition. II Sequence and Systemas tract models*. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach*, SEPM Special Publication, 42: 125-154.
- Poumot, C. 1989. Palynological evidence for eustatic events in the tropical Neogene. *Bulletin Centres Recherche Exploration. -Production Elf-Aquitaine*, **13** (2): 437-453.
- Powell, A.J. 1992. Dinoflagellate cysts of the Tertiary System. In: Powell, A.J. (ed.). *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*. Chapman & Hall, London, 155-229.
- Prauss, M. & Riegel, W. 1989. Evidence from phytoplankton associations fro causes of black shale formations in epicontinental seas. *Neues Jahrbuch Geologie für Paläntologie*, 671-682.
- Pross, J. & Schiedl, G. 2002. Early Oligocene dinoflagellate cysts from the Upper Rhine Graben (SW Germany): paleoenvironmental and paleoclimatic implications. *Marine Micropaleontology*, **45** (1): 1-24.
- Rahat, M. 1968. Observations on the life cycle of *Peridinium Westii* in a mixed culture. *Israel Journal Botany*, **17**: 200-206.
- Regali, M.S.P. 1971. Palinologia dos sedimentos cenozóicos da Foz do Rio Amazonas. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 96p.
- Regali, M.S.P. 1980. Palinoestratigrafia da bacia do Ceará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 5: 3118-3129.
- Regali, M.S.P. 1983. Palinocronoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 8, Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos*, 81p.

- Regali, M.S.P. 1991. O Limite KT no Brasil/Evolução de um gênero oportunista. *Revista da Escola de Mina, Ouro Preto*, **44** (1): 36-41.
- Regali, M.S.P. 1994. O limite KT no Brasil. *Acta Geologica Leopoldensia*, **17** (39/2): 473-484.
- Regali, M.S.P.; Uesugui, N. & Santos, A.S. 1974a. Palinologia dos sedimentos Mesozoóicos do Brasil (I). *Boletim técnico da Petrobras*, **17** (3): 177-191.
- Regali, M.S.P.; Uesugui, N. & Santos, A.S. 1974b. Palinologia dos sedimentos Mesozoóicos do Brasil (II). *Boletim técnico da Petrobras*, **17** (4): 263-301.
- Ribeiro, H.J.P.S. 2001. Fundamentos de Estratigrafia de Seqüências. In: Ribeiro H.J.P.S. (org.). *Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e aplicações*. Editora Unisinos, São Leopoldo, 99-134.
- Sarkis, M.F.R.de. 2002. Palinoestratigrafia com Base em Dinoflagelados do Limite Cretáceo-Terciário, Pedreira Poty, Bacia de Pernambuco-Paraíba, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 32 p.
- Sarkis, M.F.R.; Arai, M.; Koutsoukos, E.A.M. 2000. Dinoflagelados do limite Cretáceo – Terciário (K-T), Pedreira Poty, Bacia de Pernambuco-Paraíba, Nordeste do Brasil. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 6, São Pedro, *Boletim de Resumos*, 271-277.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie em Mijnbouw*, **56**: 37-65.
- Smit, J. & Klaver, G. 1981. Sanidine spherules at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, **285**: 47-49.
- Souza, E. M. 1999. Levantamento radiométrico das unidades estratigráficas da Bacia Paraíba. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 152 p.
- Souza, E.M. 2006. Estratigrafia da sequência clástica inferior (andares Coniaciano-Maastrichtiano Inferior) Bacia da Paraíba, e suas implicações paleogeográficas. Tese de Doutorado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 350p.
- Souza-Lima, W.; Santos, P.R.S.; Galm, P. C. ; Ortiz, J. D. 1996. Preliminary biostratigraphic and palaeontological survey in the Pernambuco-Paraíba Basin, northeastern Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais*, 7: 432-435.
- Stancliffe, R. P. W. 1989. Microforaminiferal linings: Their classification, biostratigraphy and paleoecology, with special reference to specimens from British Oxfordian sediments, *Micropaleontology*, **35** (4), p. 337-352.
- Stanley, E.A. 1966. The problema of reworked pollen and spores in marine sediments. *Marine Geology*, **4**: 289-291.

- Staplin, F.L. 1969. Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. *Bull.Can.Petr.Geol.*, **17**: 47-66.
- Steffen, D. & Gorin, G. 1993. Palynofacies of the Upper Tithonian-Berriasian deep-sea carbonates in the Vocontian Trough (SE France). *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, **17** (1): 235-247.
- Stinnesbeck, W., Ashraf, A.R., Perch-Nielsen, K. 1991. Estudos Paleontológicos no Limite Cretáceo-Terciário no Estado de Pernambuco. In: Mabesoone, J.M. (Coord.). Revisão Geológica da Faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Estudos e Pesquisas – Série B*, **10**: 141-156.
- Stinnesbeck, W., Barbarin, J.M., Keller, G., Lopez-Oliva, J.G., Piunik, D.A., Lyons, J.B., Officer, C.B., Adatte, T., Graup, G., Rocchia, R., Robin, E. 1993. Deposition of channel deposits near the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico: catastrophic or “normal” sedimentary deposits? *Geology*, Tulsa, **21**: 797-800.
- Stinnesbeck, W.S. & Keller, G. 1995. The Cretaceous-Tertiary boundary in southern lowlatitude regions: preliminary study in Pernambuco, northeastern Brazil – Comments and Reply. *Terra Nova*, **7**: 375-382.
- Stinnesbeck, W.S. & Keller, G. 1996a. Environmental changes across the Cretaceous-Tertiary in northeastern Brazil. In: Macleod, N. and Keller, G. (Eds.). *Cretaceous-Tertiary mass extinctions: biotic and environmental changes*. W.W. Norton, 451-469.
- Stinnesbeck, W.S. & Keller, G. 1996b. *K-T boundary coarse-grained siliciclastic deposits in northeastern México and northeastern Brazil: evidence for a mega-tsunami or sea-level changes*. In: Ryder, G., Fastovsky, D., Gartner, S. (Eds.). The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history. Geological Society Of America, Special Papers 307: 197-209.
- 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 prasinophytes*. In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (eds.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 2: 641-750.
- Szaniawski, H. 1996. *Scolecodonts*. In: Jansonius, J. & MacGregor, D.C. (eds.), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1: 337-354.
- Taylor, F.J.R. 1987. *The Biology of the Dinoflagellates*. Blackwell, Oxford, 785p.
- Tinoco, I. M. 1967. Micropaleontologia da Faixa Sedimentar Costeira Recife-João Pessoa. *Soc. Bras. Geol., Bol.*, **16**: 1p.
- Tinoco, I.M. 1969. Foraminíferos do limite Cretáceo-Terciário em Pernambuco (Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, p.71.

- Tinoco, I. M., 1971. Foraminíferos e a passagem entre o Cretáceo e o Terciário em Pernambuco. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Astronomia, Universidade de São Paulo, 147 p.
- Tinoco, I. M. 1976. Foraminíferos Planctônicos e a passagem entre o Cretáceo e o Terciário, em Pernambuco, nordeste do Brasil. In: Cong. Brás. Geol., 29, Ouro Preto, *Anais*, 2:17-35.
- Tomé, M.E.T.R.; Lima Filho, M.F.; Neumann, V.H.M.L. 2006. Análise Estratigráfica do Albiano-Turoniano da Bacia de Pernambuco: Considerações Sobre a Paleogeografia e Geração de Hidrocarbonetos. *Rev. Geociências*, 5: 49-58
- Traverse, A. 1988. *Palynology*. Unwin Hyman., Boston, 600p.
- Traverse, A. & Ginsburg, R.N. 1966. Palynology of the surface sediments of great Bahama Bank, as related to water movement and sedimentation. *Marine Geology*, 4: 417-459.
- Tschudy, R.H. 1961. Palynomorphs as indicators of facies environments in Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata, Colorado and Wyoming. Wyoming Geological Society. In: 16th Annual Field Conference, *Guidebook*, 53-59.
- Tschudy, R.H. 1969. Relationship of palynomorphs to sedimentation. In: Tschudy, R.H., Scott, R.A. (Eds.). *Aspects of Palynology*. Wiley-Interscience, New York, 79-96.
- Tyson, R.V. 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Chapman & Hall, London, 615 p.
- Uesugui, N. 1979. Palinologia: técnica de tratamento de amostras. *Boletim técnico da Petrobras*, 22 (4), 229-240.
- Vail, P.R.; Audemard, F.; Bowman, S.A.; Eisner, P.N. & Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphy signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin, 617-659.
- Van Geel, B. 1978. A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 25: 1-120.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S. & Hardenbol, J. 1988. *An overview of sequence stratigraphy and key definitions*. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.) *Sea Level Changes – An Integrated Approach*, SEPM Special Publication, 42: 39-40.
- Wall, D. 1965. Modern hystrichospheres and dinoflagellate cysts from the Woods Hole region. *Grana Palynologica*, 6: 297-314.
- 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.

- Williams, G.L. & Bujak, L.P. 1977. Cenozoic palynostratigraphy of offshore eastern Canada. American Association of Stratigraphic Palynologists, *Contributions Series 5A*, **14-47**.
- Williams, G. L.; Bujak, J. P. 1985. Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. In: Bolli, H.M, Saunders, J.B. & Perch-Nielsen, K. (eds.). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 847-964.
- Williams, G.L., Stover, L.E., Kidson, E.J. 1993. Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic dinoflagellate taxa in the northern hemisphere. *Geological Survey of Canada Paper*, **92** (10): 137p.
- Wilson, L.R. & Hoffmeister, W.S. 1952. Small Foraminifera. *Micropaleontologist*, **26** (6): 28p.
- Wilpshaar, M. & Leereveld, H. 1994. Palaeoenvironmental change in the Early Cretaceous Vocontian Basin (SE France) reflected by dinoflagellate cysts. *Rev. Paleobot. Palynol.*, **84** (1/2): 121-128.

ANEXOS

Anexo 1 – Tabelas integradas de distribuição estratigráfica dos palinomorfos nos afloramentos estudados.

Anexo 2 - Tabelas de parâmetros ecológicos

Anexo 3 – Perfis litológicos e de microfácies dos afloramentos

Anexo 4 – Estampas com as fotomicrografias dos palinomorfos observados na presente pesquisa

ANEXO 1

Tabela 7 - Tabela integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinórfos com abundância relativa e riqueza específica

Sequência Depositional		Elevação (m)		Espécies	
TST	TSTMA			Anostras	Espécies
Marinho Nerítico Externo		14.5	Z-94D-07	■	Espero trilete liso
		13	Z-94D-06	■	Espero trilete reticulado
		11.2	Z-94D-04	■	<i>Gabonisporsis vigourouzi</i>
		10	Z-94D-03	■	Espero trilete verrucado
		7.5	Z-94D-02	■	Espero de fungo
Formação Gramame		5	Z-94D-01	■	Espero trilete
				■	<i>Cicatricosisporites sp</i>
				■	Espero trilete rugoso
				■	Espero trilete reticulado cingulado
				■	<i>Araucariacites australis</i>
				■	Espero trilete foveolado
				■	<i>Pecarilates sp.</i>
				■	<i>Gabonisporsis spp.</i>
				■	Abundância de Esporos
				■	Riqueza Específica de Esporos
				■	<i>Inaperturopollenites liso</i>
				■	<i>Inaperturopollenites reticulado</i>
				■	<i>Inaperturopollenites sp</i>
				■	<i>Callitlasporites sp2</i>
				■	<i>Aquilapollenites magnus</i>
		■	<i>Callitlasporites sp1</i>		
		■	Grão de pólen tricolpado verrucado		
		■	<i>Clavaticolpites daemani</i>		
		■	<i>Monocolpopollenites sp</i>		
		■	<i>Reticulatisporites sp.</i>		
		■	<i>Equisetosporites sp.</i>		
		■	<i>Crassitriaperites sp</i>		
		■	Grão de pólen monocolpado reticulado		
		■	<i>Inaperturopollenites rugoso</i>		
		■	<i>Inaperturopollenites foveolado</i>		
		■	Abundância de grãos de pólen		
		■	Riqueza Específica de Grãos de Pólen		
		■	Abundância Total de Continentais		
		■	Riqueza Específica Total de Continentais		
		■	Dinocisto sp		
		■	<i>Spiniferites spp</i>		
		■	<i>Operculodinium sp1</i>		
		■	<i>Adnatosphaeridium spp.</i>		
		■	<i>Dysphaerogena carposphaeropsis</i>		
		■	<i>Impletosphaeridium spp</i>		
		■	<i>Spiniferites aff. ramosus</i>		
		■	<i>Alisogymnium eucelaense</i>		
		■	<i>Dinogymnium undulosum</i>		
		■	<i>Palaeocystodinium bulliforme</i>		
		■	<i>Adnatosphaeridium sp1</i>		
		■	<i>Cordosphaeridium inodes</i>		
		■	<i>Cordosphaeridium sp1</i>		
		■	<i>Glaphrocysta sp1</i>		
		■	<i>Cerodinium ditubatii</i>		
		■	<i>Polysphaeridium spp</i>		
		■	<i>Operculodinium centrocarpum</i>		
		■	<i>Cordosphaeridium spp</i>		
		■	<i>Fibrocysta spp.</i>		
		■	<i>Cerodinium boloniense</i>		
		■	<i>? Palaeocystodinium spp</i>		
		■	<i>Spiniferites sp1</i>		
		■	<i>Cerodinium sp.</i>		
		■	<i>Cordosphaeridium sp</i>		
		■	<i>Palaeocystodinium spp</i>		
		■	<i>Hafniasphaera fluens</i>		
		■	<i>Spiniferites sp2</i>		
		■	<i>Dinogymnium acuminatum</i>		
		■	<i>Dinogymnium spp</i>		
		■	<i>Dinogymnium digitus</i>		
		■	<i>Oligosphaeridium complex</i>		
		■	<i>Operculodinium israelianum</i>		
		■	<i>Spiniferites ramosus</i>		
		■	<i>Hystriochosphaeridium .tubiferum</i>		
		■	<i>Hystriochosphaeridium sp</i>		
		■	<i>Cleistosphaeridium spp</i>		
		■	Abundância de Dinoflagelados		
		■	Riqueza Específica de Dinoflagelados		
		■	Palinoforaminífero espiralado		
		■	Palinoforaminífero		
		■	Escolocobante		
		■	Acriarco		
		■	<i>Pterospermopsis sp.</i>		
		■	Abundância de Outros Marinhos		
		■	Riqueza Específica de Outros Marinhos		
		■	Abundância Total de Marinhos		
		■	Riqueza Específica Total de Marinhos		
		■	Abundância Total de Palinórfos		
		■	Riqueza Específica Total de Palinórfos		

Legenda: Abundância Relativa

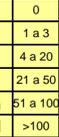


Tabela 8 - Tabela integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinórfos com abundância relativa e riqueza específica

Sequência Depositional		Paleoambiente		Cronoestratigrafia		Afloramento		Unidade Litoestratigráfica		Elevação		Amostragem		Espécies	
TST		TSMa		Maastrichtiano		Cimépar CD		Formação Gramame		Elevação		Amostragem		Espécies	
Marrinho Nerítico Externo/Batial Superior		Maastrichtiano		Cimépar CD		Formação Gramame		Elevação		Amostragem		Amostragem		Espécies	
São Clemente		Cimépar CD		Formação Gramame		Elevação		Amostragem		Amostragem		Amostragem		Espécies	
Cigra		Cimépar CD		Formação Gramame		Elevação		Amostragem		Amostragem		Amostragem		Espécies	
5	CD-06-94D														
3,5	CD-04-94D-04														
2	CD-04-94D-09														
9,5	CD-03-94D-08														<i>Gabonsporites vigourouxii</i>
9	CD-03-94D-07														<i>Cicatricosisporites sp</i>
8,2	CD-03-94D-06														Esporo trilete liso
7	CD-03-94D-05														<i>Gabonsporites spp.</i>
6	CD-03-94D-04														<i>Araucariacites spp</i>
4	CD-03-94D-03														<i>Cicatricosisporites spp.</i>
2,5	CD-03-94D-02														Esporo trilete foveolado
1	CD-03-94D-01														<i>Reticulatisporites sp</i>
5	CD-08-94D-04														Esporo trilete reticulado
3	CD-08-94D-03														<i>Perarilites sp</i>
2,5	CD-08-94D-02														Esporo trilete cingulado
1	CD-08-94D-01														Esporo de fungo
															Esporo trilete microverrucado
															Abundância de esporos
															Diversidade de esporos
															<i>Inaperturopollenites sp</i>
															<i>Aquilapollenites magnum</i>
															Grão de pólen tricolpado
															<i>Crassitriperites sp</i>
															<i>Reticulopores sp.</i>
															<i>Calliasporites sp2</i>
															<i>Equisetosporites sp.</i>
															<i>Inaperturopollenites rugoso</i>
															<i>Inaperturopollenites carbonificado</i>
															Grão de pólen bissacado
															<i>Inaperturopollenites foveolado</i>
															<i>Inaperturopollenites reticulado</i>
															Grão de pólen microfaveolado
															Abundância de grãos de pólen
															Diversidade de Grãos de Pólen
															Abundância de continentais
															Diversidade de continentais
															Dinocisto sp
															<i>Adnatosphaeridium sp1</i>
															<i>Operculodinium sp1</i>
															<i>Spiniferites spp</i>
															<i>Cordosphaeridium inodes</i>
															<i>Adnatosphaeridium spp</i>
															<i>Operculodinium centrocarpum</i>
															<i>Cordosphaeridium sp1</i>
															<i>Dinogymnium spp.</i>
															<i>Dinogymnium acuminatum</i>
															<i>Disphaerogenia spp</i>
															<i>Haplospira fluens</i>
															<i>Impletosphaeridium spp</i>
															<i>Allogymnium eulaense</i>
															<i>Spiniferites sp1</i>
															Dinocisto liso
															<i>Dinogymnium nelsonense</i>
															<i>Palaeocystodinium buliforme</i>
															<i>Palaeocystodinium liliac</i>
															<i>Spiniferites sp2</i>
															<i>Glaphyrocysta sp1</i>
															<i>Polysphaeridium spp</i>
															<i>Spiniferites ramosus</i>
															<i>Palaeocystodinium spp.</i>
															<i>Hyalinobophaeridium tubiferum</i>
															<i>Dinogymnium undulosum</i>
															<i>Oligosphaeridium complex</i>
															<i>Operculodinium israelianum</i>
															Abundância de dinoflagelados
															Diversidade de dinoflagelados
															Palinoforaminífero espiralado
															Palinoforaminífero
															Escolocodonte
															? Diatomácea
															?Alga
															Abundância de outros marinhos
															Diversidade de outros marinhos
															Abundância de marinhos
															Diversidade de marinhos
															Abundância de palinórfos
															Diversidade de palinórfos

Legenda: Abundância Relativa

4 a 20
21 a 50
51 a 100
>100

Tabela 10 - Tabela integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos com abundância relativa e riqueza específica

TST		TSMa	Sequência Depositional	
Mármio Baixa Superior/ Nerítico Externo			Paleoambiente	
Maastrichtiano			Cronoestratigrafia	
Cipasa			Alfaramento	
Formação Gramame			Unidade Litoestratigráfica	
		Elevação (m)	Amostras	
			Especiões	
28.5	CA-94D-07	•	•	Espero trilete liso
27	CA-94D-06	•	•	<i>Gabonsporites vigourouxi</i>
26	CA-94D-05B	•	•	Espero de fungo
25.2	CA-94D-05	•	•	Espero trilete regulado
14	CA-94D-04	•	•	<i>Cicatricosisporites spp</i>
9.1	CA-94D-03	•	•	Espero trilete
8	CA-94D-02	•	•	<i>Cicatricosisporites sp</i>
1.5	CA-94D-01	•	•	<i>Perotrilates sp.</i>
		•	•	<i>Gabonsporites spp.</i>
		•	•	Espero trilete com perispório
		•	•	Espero trilete reticulado
		•	•	Abundância de Esporos
		•	•	Riqueza Específica de Esporos
		•	•	<i>Inaperturopollenites sp</i>
		•	•	<i>Inaperturopollenites liso</i>
		•	•	<i>Inaperturopollenites rimulado</i>
		•	•	<i>Inaperturopollenites verrucado</i>
		•	•	<i>Inaperturopollenites rugoso</i>
		•	•	<i>Retitricolpites sp</i>
		•	•	<i>Inaperturopollenites sp1</i>
		•	•	Grão de pólen tricolporado
		•	•	<i>Monocolpopollenites verrucado</i>
		•	•	Grão de pólen reticulado
		•	•	Abundância de Grãos de Poléns
		•	•	Riqueza Específica de Grãos de Poléns
		•	•	Abundância Total de Continentais
		•	•	Riqueza Específica Total de Continentais
		•	•	<i>Glaphyrocysta sp1</i>
		•	•	<i>Dinogymnium digitus</i>
		•	•	<i>Dysphaerogena spp</i>
		•	•	<i>Cordosphaeridium inodes</i>
		•	•	<i>Cordosphaeridium sp1</i>
		•	•	<i>Dinogymnium acuminatum</i>
		•	•	<i>Altiogymnium euc-laense</i>
		•	•	<i>Hystriechosphaeridium tubiferum</i>
		•	•	? <i>Membranophoridium spp</i>
		•	•	<i>Haptiosphaera fluens</i>
		•	•	<i>Spiniferites spp</i>
		•	•	<i>Operculodinium sp1</i>
		•	•	<i>Dinocista granulada</i>
		•	•	<i>Palaeocystodinium spp</i>
		•	•	<i>Oligosphaeridium complex</i>
		•	•	<i>Oligosphaeridium spp.</i>
		•	•	<i>Dinogymnium nelsonense</i>
		•	•	<i>Hystriechosphaeridium sp.</i>
		•	•	<i>Batiacasphaera sp</i>
		•	•	<i>Operculodinium spp</i>
		•	•	<i>Adnatosphaeridium sp1</i>
		•	•	<i>Operculodinium centracarpum</i>
		•	•	<i>Dinocista sp</i>
		•	•	<i>Alysgonium sp</i>
		•	•	<i>Palaeocystodinium bulliforme</i>
		•	•	<i>Adnatosphaeridium spp.</i>
		•	•	? <i>Palaeocystodinium spp</i>
		•	•	<i>Spiniferites sp1</i>
		•	•	<i>Spiniferites ramosus</i>
		•	•	<i>Dinogymnium spp</i>
		•	•	<i>Yolkonigymnium sp.</i>
		•	•	<i>Spiniferites sp2</i>
		•	•	<i>Operculodinium israelianum</i>
		•	•	<i>Cerodinium diebéli</i>
		•	•	Abundância de Dinoflagelados
		•	•	Riqueza Específica de Dinoflagelados
		•	•	Palinoforaminífero espiralado
		•	•	Palinoforaminífero
		•	•	Acritarco
		•	•	Escolocodone
		•	•	<i>Cyclopelta sp</i>
		•	•	Abundância de Outros Marinhos
		•	•	Riqueza Específica de Outros Marinhos
		•	•	Abundância Total de Marinhos
		•	•	Riqueza Específica Total de Marinhos
		•	•	Abundância Total de Palinomorfos
		•	•	Riqueza Específica Total de Palinomorfos
		•	•	0
		•	•	1 a 3
		•	•	4 a 20
		•	•	21 a 50
		•	•	51 a 100
		•	•	>100

Legenda: Abundância Relativa

Tabela 11 -Tabela integrada de distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos com abundância relativa e riqueza específica

TST	TSMa	Sequência Depositional	Paleoambiente	Cronoestratigrafia	Afloramento	Unidade Litoestratigrafica	Elevação (m)		Espécies
							Amostras	Espécies	
5	GO-01-94D-01	Marrinho Nerítico externo/ Baial Superior	Maastrichtiano	Nassau	Formação Gramame	GO-01-94D-01	GO-01-94D-X ₂	Gabonispors spp	
7	GO-01-94D-02					GO-01-94D-01	GO-01-94D-X ₂	Espero Trilete liso	
9	GO-01-94D-03					GO-01-94D-01	GO-01-94D-X ₂	Espero de fungo	
10	GO-01-94D-04					GO-01-94D-01	GO-01-94D-16	Cicatricosporites sp	
13	GO-01-94D-05					GO-01-94D-01	GO-01-94D-15	Espero trilete reticulado	
15	GO-01-94D-07					GO-01-94D-01	GO-01-94D-14	Espero trilete	
18.5	GO-01-94D-08					GO-01-94D-01	GO-01-94D-12	Espero trilete verrucado	
19.5	GO-01-94D-09					GO-01-94D-01	GO-01-94D-11	Araucariacites australis	
20	GO-01-94D-10					GO-01-94D-01	GO-01-94D-10	Cicatricosporites spp.	
26	GO-01-94D-11					GO-01-94D-01	GO-01-94D-11	Espero trilete foveolado	
27	GO-01-94D-12	GO-01-94D-01	GO-01-94D-12	Cicatricosporites reticulado					
29	GO-01-94D-14	GO-01-94D-01	GO-01-94D-14	Gabonispors vigourouxii					
30.5	GO-01-94D-15	GO-01-94D-01	GO-01-94D-15	Espero trilete estriado					
31.5	GO-01-94D-16	GO-01-94D-01	GO-01-94D-16	Espero trilete foveolado reticulado					
33.5	GO-01-94D-X	GO-01-94D-01	GO-01-94D-X	Perotriletes sp.					
35	GO-01-94D-X ₂	GO-01-94D-01	GO-01-94D-X ₂	Abundância de Esporos					
Riqueza Especifica de Esporos									
Inaperturopollenites sp1									
Inaperturopollenites sp									
Crassitriapertites uewugui									
Sincolporado sp.									
Esaphanocolpado sp									
Equisetosporites sp.									
Gnetaceopollenites sp									
Monaculapollenites sp									
Reticulapollenites sp.									
Inaperturopollenites reticulado									
Aquilapollenites magnum									
Inaperturopollenites liso									
Inaperturado com envoltório									
Inaperturado com espinhos									
Grão de pólen triporado liso									
Monocolpallentes foveolado									
Inaperturopollenites verrucado									
Inaperturopollenites spp.									
Abundância de Grãos de Pólen									
Riqueza Especifica de Grãos de Pólen									
Abundância Total de Continentais									
Riqueza Especifica Total de Continentais									
Glaephyrocysta sp1									
Dinocisto sp									
Spiniferites ramosus									
Spiniferites spp									
Hysterochaetidium .tabiferum									
Alisogymnium euclaense									
Spiniferite sp1									
Disphaerogena carposphaeropsis									
Thalassifera pelagica									
Disphaerogena lemniscata									
? Membranophoridium spp									
Dinogymnium undulosum									
Hafniasphaera jhuens									
Cordosphaeridium inodes									
Cordosphaeridium sp1									
Operculadinium sp1									
Spiniferites sp2									
Oligosphaeridium complex									
Oligosphaeridium spp									
Tanyosphaeridium spp									
Cordosphaeridium gracile									
Cleistosphaeridium spp									
Impletosphaeridium spp									
Operculadinium centrocarpum									
Adnatosphaeridium spp									
Cordosphaeridium spp									
Dinocisto estriado									
Fibrocysta spp.									
Operculadinium israelianum									
Cordosphaeridium sp2									
Dinogymnium nelsonense									
Yolkinygymnium sp.									
Abundância de Dinoflagelados									
Riqueza Especifica de Dinoflagelados									
Palinoforaminífero espiralado									
Ovo de crustáceo									
Acritarco									
?Alga									
Abundância de Outros Marinhos									
Riqueza Especifica de Outros Marinhos									
Abundância Total de Marinhos									
Riqueza Especifica Total de Marinhos									
Abundância Total de Palinomorfos									
Riqueza Especifica Total de Palinomorfos									
Legenda: Abundância Relativa									
							▲	0	
							■	1 a 3	
							■	4 a 20	
							■	21 a 50	
							■	51 a 100	
							■	>100	

ANEXO 2

Tabela 13 - Parâmetros Ecológicos

Afloramento	Elevação (m)	Taxa(S)	Indivíduos	Dominância (D)	Diversidade (Shannon-H)	Equitabilidade (J)
POTY	19	14	71	0,2672	1,834	0,6949
	18	2	6	0,5556	0,6365	0,9183
	17,5	4	10	0,34	1,221	0,8805
	17	9	28	0,2704	1,687	0,7677
	15,5	14	58	0,1171	2,35	0,8904
	15,3	1	1	1	0	0
	15,2	25	163	0,1051	2,635	0,8186
	14,7	6	23	0,225	1,605	0,896
	14,5	7	7	0,1429	1,946	1
	14,3	25	166	0,09167	2,712	0,8425
	Média Terciário	10,7	53,3	0,3	1,7	0,8
	Desvio Padrão	8,7	62,9	0,3	0,9	0,3
	14,12	6	9	0,2099	1,677	0,9359
	14,08	21	50	0,084	2,772	0,9105
	14,06	3	4	0,375	1,04	0,9464
	14,02	19	79	0,0838	2,66	0,9033
	13,8	4	7	0,3878	1,154	0,8322
	13,7	14	49	0,2128	1,992	0,7549
	13,5	9	47	0,1689	1,93	0,8783
	12,8	5	12	0,4722	1,099	0,6826
	12	7	11	0,1736	1,846	0,9488
	10	10	31	0,153	2,075	0,901
	2	9	38	0,2258	1,725	0,7852
1	8	21	0,1791	1,857	0,8931	
Média Cretáceo	9,6	29,8	0,2	1,8	0,9	
Desvio Padrão	5,7	23,2	0,1	0,5	0,1	
NASSAU	33,5	2	2	0,5	0,6931	1
	31,5	11	39	0,1427	2,14	0,8923
	30,5	2	2	0,5	0,6931	1
	26	12	26	0,1065	2,345	0,9435
	19,5	3	4	0,375	1,04	0,9464
	18,5	2	2	0,5	0,6931	1
	Média Neomaa.	8,92	6,43	0,81	1,12	0,96
	15	9	26	0,1893	1,904	0,8665
	13,5	1	7	1	1,96	0
	13	6	37	0,3893	1,216	0,6786
	10	10	199	0,446	1,01	0,4387
	9	11	214	0,3678	1,261	0,5258
	7	16	174	0,2052	1,889	0,6813
	Média Eomaas.	8,83	109,50	0,43	1,54	0,53
	Média	7,08	61,00	0,39	1,24	0,75
Desvio Padrão	5,03	82,7	0,39	0,61	0,3	
CIPASA	28,5	5	15	0,2444	1,49	0,9256
	27	1	1	1	0	0
	26	5	5	0,2	1,609	1
	14	12	66	0,2787	1,651	0,6644
	9,1	16	93	0,1571	2,181	0,7868
	8	4	4	0,25	1,386	1
	1,5	8	19	0,2244	1,74	0,8367
	Média	7,3	29,0	0,3	1,4	0,7
	Desvio Padrão	5,15	35,93	0,30	0,68	0,35
ENGENHO GARAPU	5,5	8	20	0,245	1,692	0,8138
	4,5	14	266	0,326	1,476	0,5594
	3,5	2	2	0,5	0,6931	1
	3	2	2	0,5	0,6931	1
	2,5	8	17	0,1696	1,921	0,924
	2	1	2	1	0	0
	Média	5,8	51,5	0,5	1,1	0,7
Desvio Padrão	5,08	105,40	0,30	0,74	0,39	
CIMEPAR CD	9,5	11	76	0,2247	1,851	0,7718
	9	9	57	0,2398	1,725	0,7853
	8,2	10	23	0,1796	1,96	0,851
	7	10	81	0,2129	1,862	0,8088
	6	10	125	0,204	1,818	0,7895
	4	2	2	0,5	0,6931	1
	2,5	7	18	0,179	1,812	0,9313
1	5	6	0,2222	1,561	0,9697	
SÃO CLEMENTE	2	6	32	0,2422	1,534	0,8562
	1	5	9	0,2346	1,523	0,9463
CIGRA	2	11	140	0,3165	1,505	0,6276
SEÇÃO TOTAL	Média	7,82	51,73	0,25	1,62	0,85
	Desvio Padrão	2,99	48,35	0,09	0,35	0,11
ZEBU CIMEPAR	14,5	8	23	0,3119	1,575	0,7575
	13	17	120	0,1014	2,458	0,8675
	11,2	11	120	0,2897	1,585	0,661
	10	2	6	0,7222	0,4506	0,65
	7,5	15	318	0,2527	1,614	0,5962
	5	13	231	0,2138	1,825	0,7114
	Média	11,0	136,3	0,3	1,6	0,7
	Desvio Padrão	4,9	109,8	0,2	0,6	0,1
TOTAL SEÇÕES ESTUDADAS	Média Geral	10,1	40,5	0,3	1,7	0,8
	Desvio Padrão GERAL	2,00	36,2	0,1	0,3	0,1

Tabela 14 - Dados referentes a razão entre os elementos continentais e marinhos para as pedreiras estudadas

Poty		Afloramento		Nassau		Afloramento	
Gramame	Méria Farinha	Unidade Litoestratigráfica	Intervalo Cronoestratigráfico	Formação Gramame	Unidade Litoestratigráfica	Intervalo Cronoestratigráfico	Razão C/M
	Camadas Limites	Daniano					
Eomaastrichtiano	K/T	34	198	93	34	174	0.2
		174	734	794			
		0.2	1.08	0.1			
Cimepar CD		Afloramento		Cipasa		Afloramento	
Formação Gramame	Eomaastrichtiano	Unidade Litoestratigráfica	Intervalo Cronoestratigráfico	Formação Gramame	Unidade Litoestratigráfica	Intervalo Cronoestratigráfico	Razão C/M
		Seção Total	Porção				
		69	67				
		6	280				
		75	496				
		0.2	0.1				
		0.1					
Cigra		Afloramento		Engenho Garapu		Afloramento	
Formação Gramame	Eomaastrichtiano	Unidade Litoestratigráfica	Intervalo Cronoestratigráfico	Form. Gramame	Unidade Litoestratigráfica	Intervalo Cronoestratigráfico	Razão C/M
		24	10				
		217	781				
		0.1	0.01				
São Clemente		Afloramento		Zebu		Afloramento	
Form. Gramame	Eomaastrichtiano	Unidade Litoestratigráfica	Intervalo Cronoestratigráfico	Form. Gramame	Unidade Litoestratigráfica	Intervalo Cronoestratigráfico	Razão C/M
		4	156				
		41	1324				
		0.09	0.1				

Tabela 15 - Análise de agrupamento para os afloramentos estudados

Afloramento	Elevação (m)	Associação 1	Associação 2	Associação 3	Associação 4	Associação 5	Continental	TOTAL
POTY	18.5	6	50	11	1	4	42	114
	18	0	4	2	0	0	4	10
	17.5	1	5	4	0	0	29	39
	17	7	14	8	5	0	58	92
	15.5	19	15	7	19	0	49	109
	15.3	0	0	1	0	0	6	7
	15.2	22	64	47	36	5	5	179
	14.9	0	0	0	0	0	0	0
	14.7	9	7	14	0	2	0	32
	14.5	1	2	2	1	1	2	9
	14.3	36	49	82	5	6	8	186
	Média Seção	9,2	19,1	16,2	6,1	1,6	18,5	70,6
	MÉDIA GERAL	6,65	12,07	17,64	3,12	0,22	9,69	49,39
	14.2	0	0	0	0	0	0	0
	14.16	0	0	0	0	0	0	0
	14.12	0	2	3	3	0	6	14
	14.08	0	15	26	3	0	17	61
	14.06	0	0	3	1	0	1	5
	14.02	0	20	39	16	0	16	91
	13.8	0	0	1	4	0	0	5
	13.7	0	5	19	23	0	0	47
	13,5	0	3	37	2	0	22	64
	12.8	0	2	8	0	0	0	10
12	1	5	0	1	0	9	16	
11	0	0	0	0	0	2	2	
10	0	9	14	0	0	15	38	
8	0	0	0	0	0	0	0	
2	0	31	6	0	0	17	54	
1	0	5	12	1	0	6	24	
Média Seção	0,1	6,1	10,5	3,4	0,0	6,9	26,9	
MÉDIA GERAL	6,65	12,07	17,64	3,12	0,22	9,69	49,39	
NASSAU	35	0	0	0	0	0	0	0
	33.5	0	0	2	0	0	0	2
	31.5	0	0	30	1	0	8	39
	30.5	0	0	1	0	0	21	22
	29	0	0	0	0	0	2	2
	27	0	0	0	0	0	0	0
	26	0	9	3	0	0	3	15
	20	0	0	0	0	0	2	2
	19.5	0	1	1	0	0	4	6
	18.5	0	0	2	0	0	1	3
	15	0	14	5	0	0	5	24
	13.5	0	7	0	0	0	2	9
	13	1	22	9	1	0	1	34
	10	0	189	12	0	0	38	239
	9	0	187	22	1	0	4	214
	7	0	59	56	0	0	42	157
	5	0	0	0	0	0	2	2
Média Seção	0,1	28,7	8,4	0,2	0,0	7,9	45,3	
MÉDIA GERAL	6,65	12,07	17,64	3,12	0,22	9,69	49,39	
CIPASA	28.5	0	1	14	0	0	4	19
	27	0	1	0	0	0	0	1
	26	0	0	3	0	0	2	5
	25.2	0	0	0	0	0	4	4
	14	0	25	39	1	0	11	76
	9.1	24	26	5	26	0	55	136
	8	1	2	0	1	0	2	6
	1.5	0	0	13	4	0	4	21
Média Seção	3,1	6,9	9,3	4,0	0,0	10,3	33,5	
MÉDIA GERAL	6,65	12,07	17,64	3,12	0,22	9,69	49,39	
ENGENHO GARAPU	5,5	1	2	15	1	0	3	22
	4,5	8	11	238	10	0	0	267
	3,5	1	1	0	1	0	3	6
	3	0	0	0	0	0	0	0
	2,5	2	7	4	5	0	3	21
	2	0	2	0	0	0	0	2
	1	0	0	0	0	0	1	1
Média Seção	1,7	3,3	36,7	2,4	0,0	1,4	45,6	
MÉDIA GERAL	6,65	12,07	17,64	3,12	0,22	9,69	49,39	
CIMEPAR CD	11	0	0	0	0	0	1	1
	10.2	0	0	0	0	0	0	0
	9.5	2	53	14	2	0	26	97
	9	9	16	7	9	0	10	51
	8.2	7	7	2	9	0	9	34
	7	14	33	27	15	0	4	93
	6	15	27	84	16	0	21	163
	4	1	1	0	1	0	0	3
2.5	2	12	2	2	0	5	23	
1	1	3	0	1	0	1	6	
SÃO CLEMENTE	5	0	0	0	0	0	0	0
	3	0	0	0	0	0	0	0
	2,5	1	16	9	1	0	3	30
1	0	3	2	1	0	0	6	
CIGRA	5	0	0	0	0	0	2	2
	3,5	1	119	9	1	0	24	154
	2	0	0	0	0	0	0	0
SEÇÃO TOTAL	Média Seção	3,1	17,1	9,2	3,4	0,0	6,2	39
	MÉDIA GERAL	6,65	12,07	17,64	3,12	0,22	9,69	49,39
ZEBU CIMEPAR	14.5	2	13	10	2	0	77	104
	13	32	23	55	43	0	7	160
	11.2	12	7	99	12	0	13	143
	10	5	1	0	5	0	4	15
	7,5	15	5	296	16	0	35	367
	5	16	0	206	17	0	16	255
	Média Seção	13,7	8,2	111,0	15,8	0,0	25,3	174
MÉDIA GERAL	6,65	12,07	17,64	3,12	0,22	9,69	49,39	

Tabela 16 - Tabela resumida dos parâmetros ecológicos para as pedreiras estudadas

Seções	Riqueza Específica Taxa (S)	Abundância	Razão C/M	Dominância (D)	Diversidade (Shannon-H)	Equitabilidade (J)	Associação1	Associação 2	Associação3	Associação4	Associação5	Continental
POTY TERCIÁRIO	10,7	53,3	1.08	0,3	1,7	0,8	8,4	17,5	14,8	5,6	1,5	17,3
POTY CRETÁCEO	9,6	29,8	0.2	0,2	1,8	0,9	0,1	6,1	10,5	3,4	0	6,9
NASSAU	7,1	61,0	0.1	0,4	1,2	0,7	0,1	28,7	8,4	0,2	0	7,9
CIPASA	7,3	29	0.2	0,3	1,4	0,7	3,1	6,9	9,3	4,0	0	10,3
ENGENHO GARAPU	5,8	51,5	0.01	0,5	1,1	0,7	1,7	3,3	36,7	2,4	0	1,4
CIMEPAR CD/SÃO CLEMENTE/CIGRA	7,8	51,7	0.1	0,3	1,6	0,8	3,1	17,1	9,2	3,4	0	6,2
ZEBU	11,0	136,3	0.1	0,3	1,6	0,7	13,7	8,2	111,0	15,8	0	25,3
MÉDIA CRETÁCEO	11,0	136,3	0.1	0,3	1,6	0,7	13,7	8,2	111,0	15,8	0,0	25,3
MÉDIA GERAL	8,5	59,0	0.2	0,3	1,5	0,8	4,3	12,5	28,6	5,0	0,2	10,8
Desvio Padrão	2,0	46,3	0.3	0,1	0,2	0,1	6,0	8,8	48,0	6,5	0,6	9,5
Máximo	11,0	136,3	0.4	0,5	1,8	0,9	13,7	28,7	111,0	15,8	1,5	25,3
Mínimo	5,8	29,0	0.5	0,2	1,1	0,7	0,1	3,3	8,4	0,2	0,0	1,4

ANEXO 3

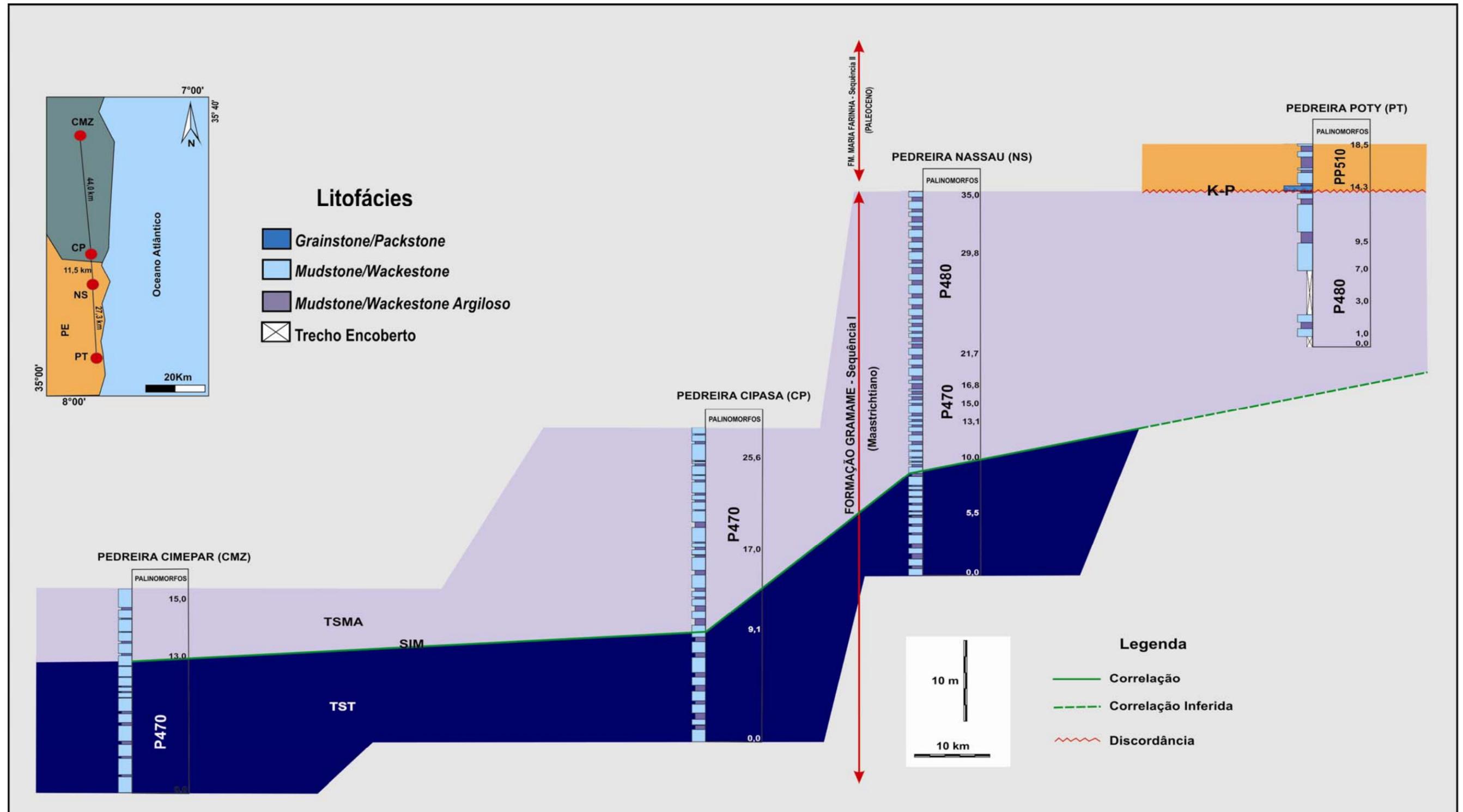


Figura 39 - Correlação biocronoestratigráfica das seções referentes aos principais afloramentos estudados (modificado de Lima, 2002).

ANEXO 4

Estampa 1**1. *Ariadnaesporites* sp**

Poty – Elevação 2m (Lâmina n.95022; Coordenada D36-1; Imagem n.01; Aumento 100x)

2. *Aquilapollenites magnus*

Poty – Elevação 2m (Lâmina n.95029; Coordenada H29-2; Imagem n.155; Aumento 100x)

3. *Caliallasporites* sp1

Poty – Elevação 14.02m (Lâmina n.95056; Coordenada S37-1; Imagem 157; Aumento 100x)

4. *Caliallasporites* sp2

Zebu Cimepar – Elevação 14.5m (Lâmina n.95056; Coordenada S37-1; Imagem n.87; Aumento 100x)

5. *Caliallasporites* sp3

Cimepar CD – Elevação 2.5m (Lâmina n.95085; Coordenada G41; Imagem n.113; Aumento 100x)

6. *Cicatricosisporites* sp

Poty – Elevação 14.08m (Lâmina n.95031; Coordenada D36-1; Imagem n.156; Aumento 100x)

7. *Crassitricolporites brasiliensis*

Poty – Elevação 14.06m (Lâmina n.95030; Coordenada K32 1/2; Imagem n.158; Aumento 100x)

8. *Crasstiriapertites uesugui*

Poty – Elevação 12.8m (Lâmina n.95028; Coordenada D22-4; Imagem n.158, Aumento 100x)

9. *Echiperiporites comunis*

Poty – Elevação 17.5m (Lâmina n.95043; Coordenada D41-3; Imagem n.67, Aumento 100x)

10. *Equisetosporites* sp

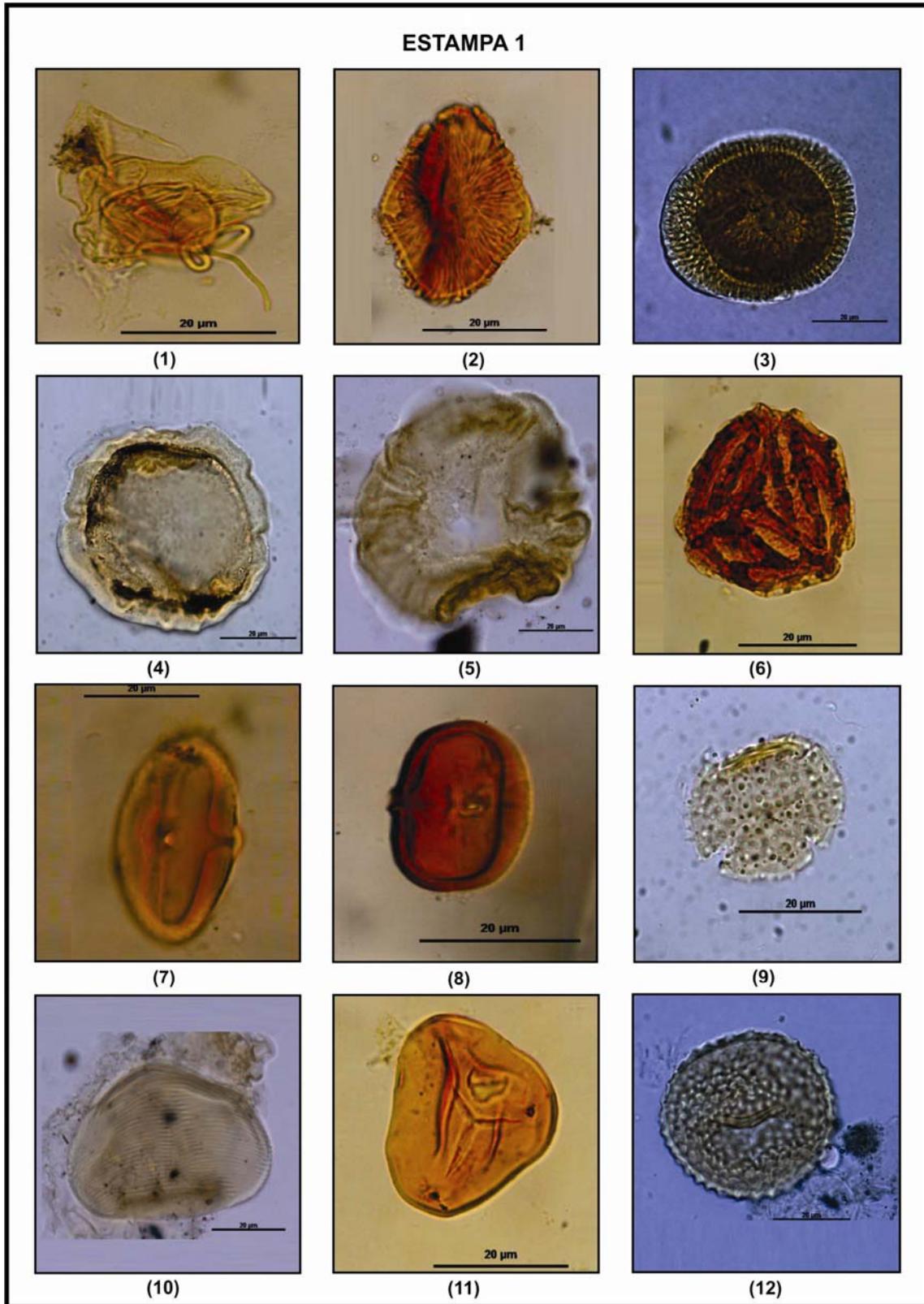
Nassau– Elevação 7m (Lâmina n.95062; Coordenada F40-3; Imagem n.90; Aumento 100x)

11. Esporo trilete liso

Poty – Elevação 12m (Lâmina n.95024; Coordenada L 28-2; Imagem n.159; Aumento 100x)

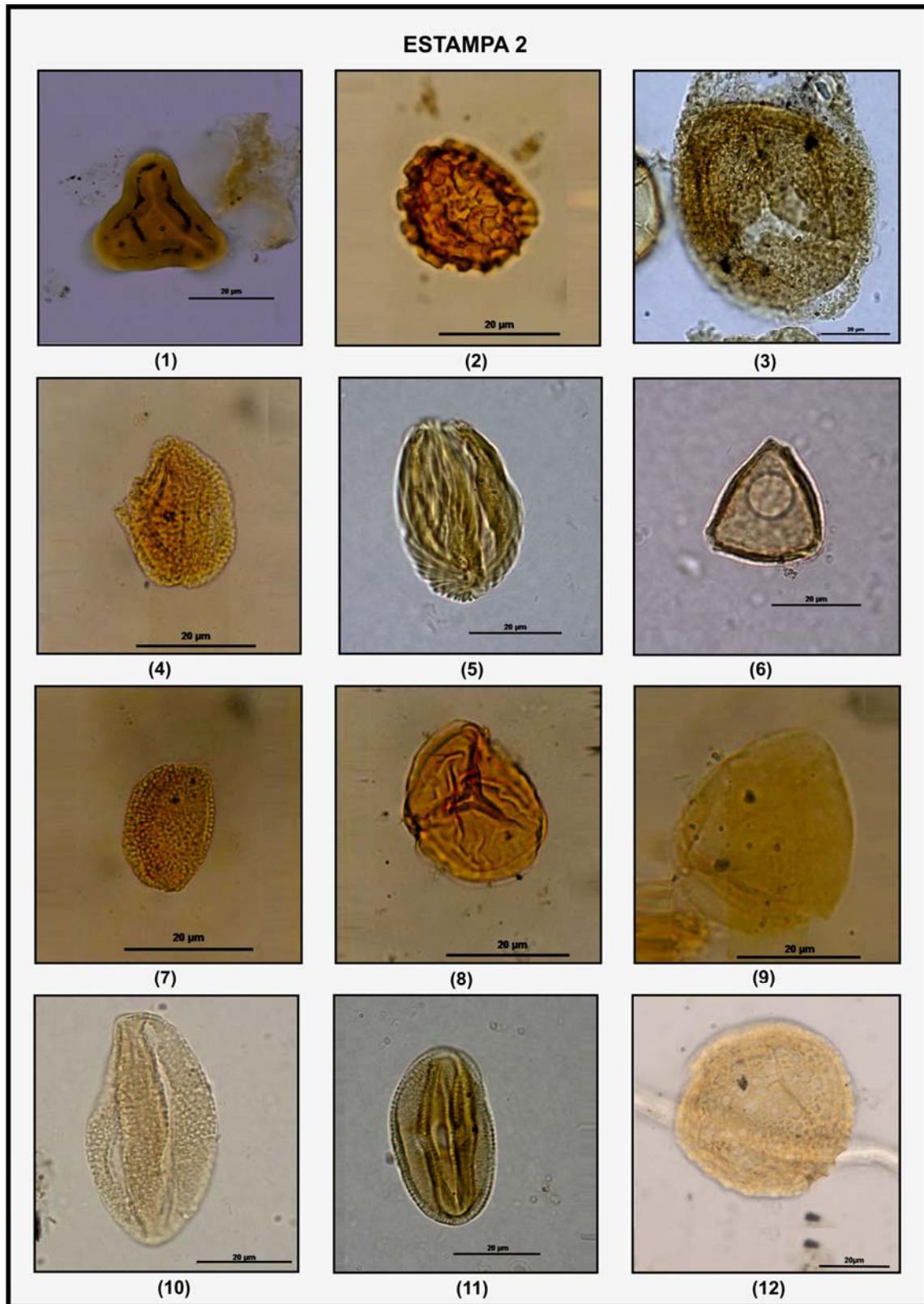
12. Esporo trilete foveolado reticulado

Nassau– Elevação 7m (Lâmina n.95062; Coordenada O33-4; Imagem n.91; Aumento 100x)



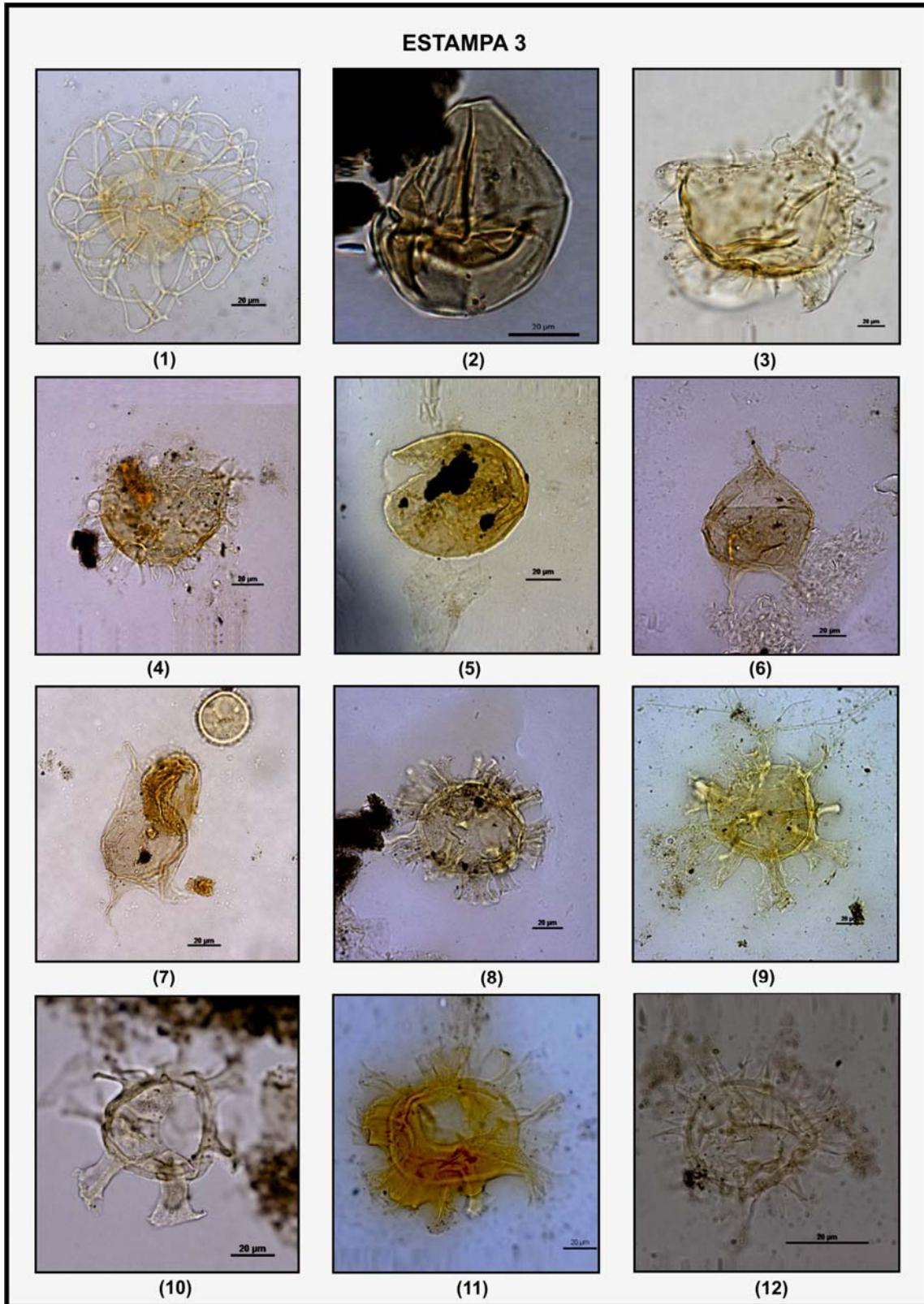
Estampa 2

1. *Sincolporado sp*
Nassau – Elevação 26m (Lâmina n.95071; Coordenada L40-1; Imagem n.166; Aumento 100x)
2. Esporo trilete foveolado
Poty – Elevação 15.2m (Lâmina n.95039; Coordenada M38-1; Imagem n.160; Aumento 100x)
3. Esporo trilete rugoso
Cipasa – Elevação 14m (Lâmina n.95104; Coordenada K50-1; Imagem n.145; Aumento 100x)
4. *Gabonisporis vigourouxii*
Nassau – Elevação 10m (Lâmina n.95064; Coordenada K40-2; Imagem n.161; Aumento 100x)
5. *Gnetaceapollenites sp*
Nassau – Elevação 15m (Lâmina n.95067; Coordenada P48-3; Imagem n.106; Aumento 100x)
6. Grão de pólen triporado
Poty – Elevação 18.5m (Lâmina n.95046; Coordenada Q44-4; Imagem n.69; Aumento 100x)
7. *Longapertites proxapertitoides*
Poty – Elevação 14.3m (Lâmina n.95035; Coordenada L32-4; Imagem n.162; Aumento 100x)
8. *Perotriletes sp*
Nassau – Elevação 7m (Lâmina n.95062; Coordenada F32-2; Imagem n.163; Aumento 100x)
9. *Proxapertites operculatus*
Poty – Elevação 14.5m (Lâmina n.95036; Coordenada D40-1/2; Imagem n.164; Aumento 100x)
10. *Retitricolpites sp*
Poty – Elevação 15.5m (Lâmina n.95041; Coordenada T47-3; Imagem n.61; Aumento 100x)
11. *Retitricolporites sp*
Poty – Elevação 10m (Lâmina n.95022; Coordenada M24-1/2; Imagem n.165; Aumento 100x)
12. *Reticulatispollenites sp*
Zebu Cimepar – Elevação 14.5m (Lâmina n.95056; Coordenada S37-1; Imagem n.55; Aumento 100x)



Estampa 3

1. *Adnatosphaeridium sp1*
Nassau – Elevação 5, 11.2m (Lâmina n.95051 Coordenada R41-3; Imagem n.80; Aumento 40x)
2. *Alisogymnium euclaense*
Poty – Elevação 13.5, 14.08m (Lâmina n.95026, 95031; Coordenada C24,; Imagem n.167; Aumento 100x)
3. *Areoligerasp1*
Poty – Elevação 14.08m (Lâmina n.95031; Coordenada C30; Imagem n.41; Aumento 40x)
4. *Areoligera sp2*
Poty – Elevação 15.2m (Lâmina n.95039; Coordenada D39-1; Imagem n.51; Aumento 40x)
5. *Batiacasphaera sp*
Cipasa – Elevação 14m (Lâmina n.95104; Coordenada N54-1; Imagem n.141; Aumento 40x)
6. *Cerodinium bolonienses*
Engenho Garapu – Elevação 2.5m (Lâmina n.95099; Coordenada H50-3; Imagem n.131; Aumento 40x)
7. *Cerodinium diebelii*
Cimepar Zebu – Elevação 5m (Lâmina n.95051; Coordenada H40-2; Imagem n.79; Aumento 40x)
8. *Cordosphaeridium sp1*
Poty – Elevação 14.02m (Lâminas n.95029; Coordenada N47-4; Imagem n.17; Aumento 40x)
9. *Cordosphaeridium inodes*
Poty – Elevação 15.2, 15.5m (Lâmina n.95039, 95041; Coordenada V42; Imagem n.149; Aumento 40x)
10. *Cordosphaeridium sp2*
Poty – Elevação 14.02m (Lâmina n.95029; Coordenada Q35-2; Imagem n.15; Aumento 40x)
11. *Cordosphaeridium gracile*
Poty – Elevação 10, 14.3m (Lâmina n.95022, 95035; Coordenada N40; Imagem n.170; Aumento 40x)
12. *Cleistosphaeridium spp*
Poty – Elevação 14.3 (Lâmina n.95035; Coordenada O40-1; Imagem n.15; Aumento 40x)



Estampa 4**1. *Damassadinium californicum***

Poty – Elevação 14.5m (Lâmina n.95036; Coordenada L 46-1; Imagem n.44; Aumento 40x)

2. *Disphaerogena carposphaeropsis*

Poty – Elevação 10m (Lâmina n.95022; Coordenada L 46-1; Imagem n.4; Aumento 40x)

3. *Disphaerogena carposphaeropsis*

Poty – Elevação 10m (Lâmina n.95022; Coordenada T38; Imagem n. 3; Aumento 40x)

4. *Disphaerogena lemniscata*

Poty – Elevação 15.2m (Lâmina n.95039; Coordenada C40-1; Imagem n.52; Aumento 40x)

5. *Dinogymnium sp1*

Poty – Elevação 10m (Lâmina n.95022; Coordenada P45-1; Imagem n.3; Aumento 100x)

6. *Dinogymnium sp2*

Poty – Elevação 10m (Lâmina n.95022; Coordenada F30; Imagem n.6; Aumento 40x)

7. *Dinogymnium sp3*

Poty – Elevação 12m (Lâmina n.95024; Coordenada Q50-3/4; Imagem n.5; Aumento 100x)

8. *Dinogymnium sp4*

Poty – Elevação 12m (Lâmina n.95024; Coordenada H25; Imagem n.172; Aumento 40x)

9. *Dinogymnium acuminatum*

Poty – Elevação 14.3m (Lâmina n.95025; Coordenada N31-4; Imagem n.173; Aumento 40x)

10. *Dinogymnium acuminatum*

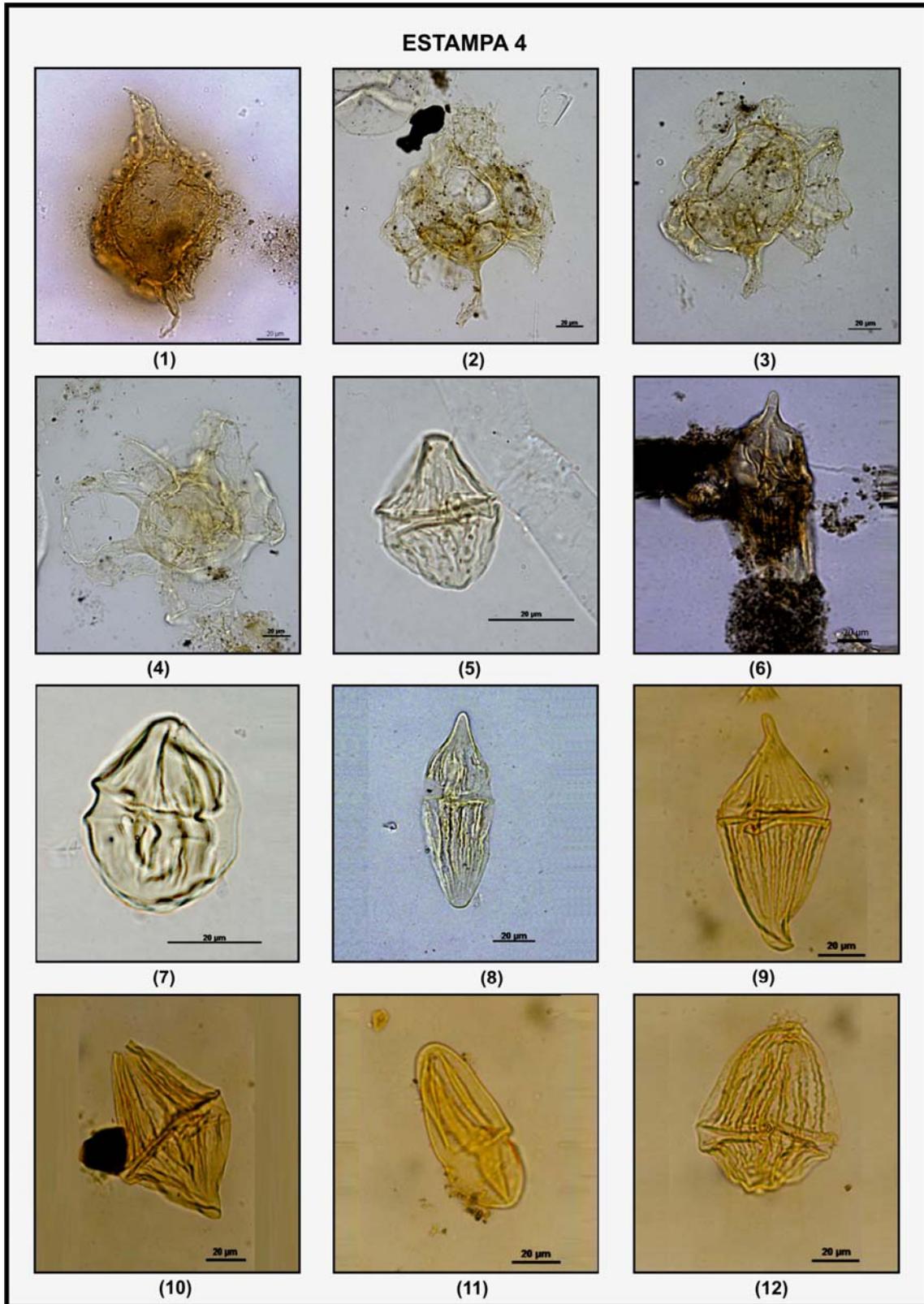
Poty – Elevação 14.3m (Lâmina n.95025; Coordenada N31; Imagem n.177; Aumento 40x)

11. *Dinogymnium digitus*

Cipasa – Elevação 28.5m (Lâmina n.95108; Coordenada P22; Imagem n.174; Aumento 40x)

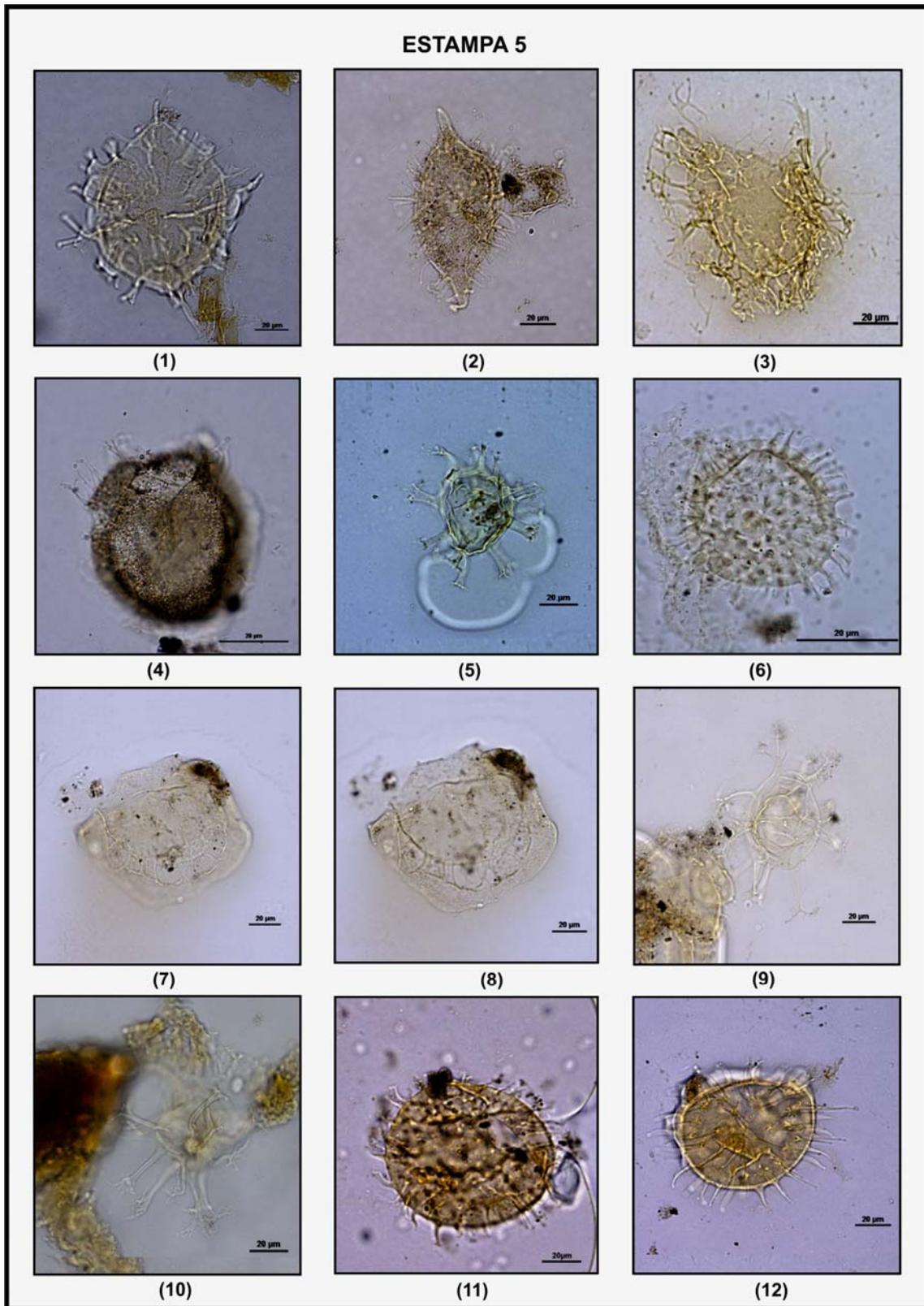
12. *Dinogymnium undulosum*

Poty – Elevação 14.3m (Lâmina n.95025; Coordenada M42-1/2; Imagem n.175; Aumento 40x)



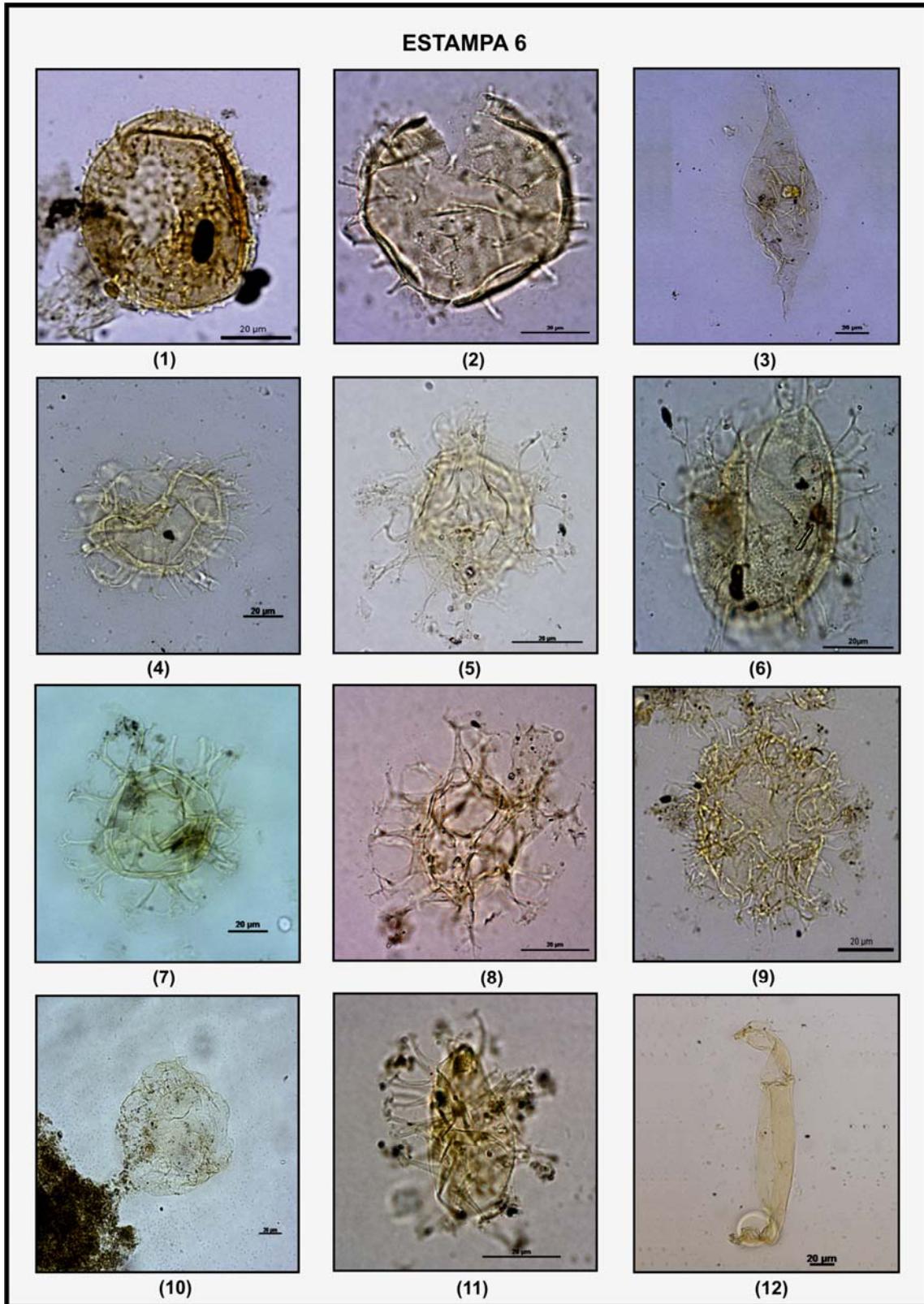
Estampa 5

1. *Fibrocysta* sp1
Poty – Elevação 10m (Lâmina n.95047; Coordenada E82; Imagem n.75; Aumento 40x)
2. *Fibrocysta* sp2 ?
Poty – Elevação 8.2m (Lâmina n.95089; Coordenada S55; Imagem n.117; Aumento 40x)
3. *Glaphyrocysta* sp1
Nassau – Elevação 31.5, 7m (Lâmina n.95075; Coordenada N46-3 Imagem n.110 Aumento 40x)
4. *Hafniasphaera fluens*
Nassau – Elevação 8.2m (Lâmina n.95067; Coordenada M40-3; Imagem n.173; Aumento 100x)
5. *Hystrichosphaeridium tubiferum*
Cimepar Zebu – Elevação 5m, 7.5m (Lâmina n.95051; Coordenada E44; Imagem n.176; Aumento 40x)
6. *Impletosphaeridium* spp
Cimepar Zebu – Elevação 14.5m (Lâmina n.95057; Coordenada K46-4; Imagem n.88; Aumento 100x)
7. *Membranophoridium* sp2
Poty – Elevação 13.7m (Lâmina n.95027; Coordenada O48-4; Imagem n.9, 81; Aumento 40x)
8. *Membranophoridium* sp2
Poty – Elevação 13.5m (Lâmina n.95026; Coordenada F41-2; Imagem n.174; Aumento 40x)
9. *Oligosphaeridium complex*
Nassau – Elevação 10m (Lâmina n.95064; Coordenada U34; Imagem n.100; Aumento 40x)
10. *Oligosphaeridium* sp
Poty – Elevação 14.3m (Lâmina n.95035; Coordenada M44-4; Imagem n.20; Aumento 40x)
11. *Operculodinium* sp1
Poty – Elevação 14.08, 18m (Lâmina n.95031; Coordenada Q39; Imagem n.39; Aumento 40x)
12. *Operculodinium* sp2
Cipasa – Elevação 14m (Lâmina n.95104; Coordenada V36; Imagem n.142; Aumento 40x)



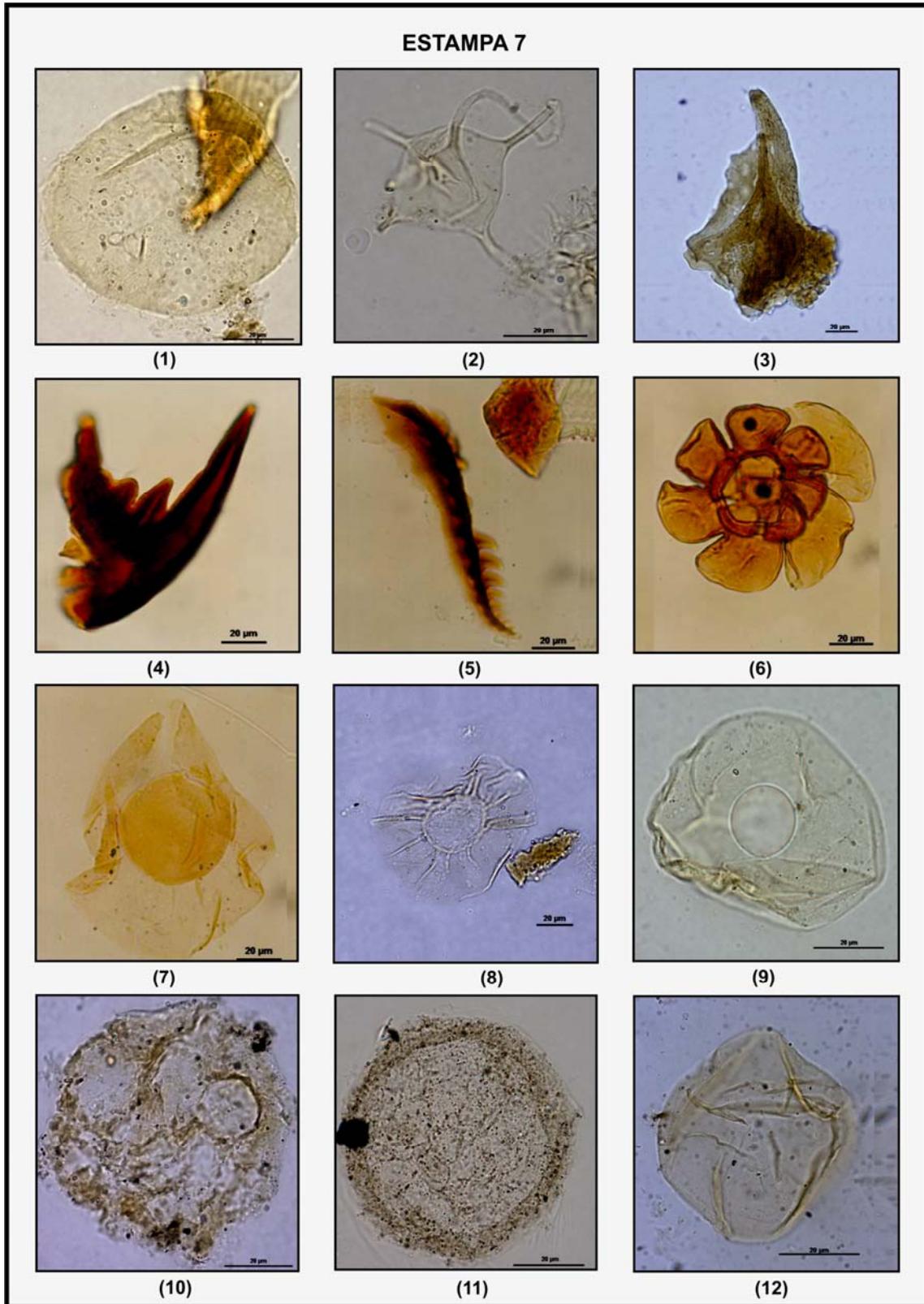
Estampa 6

1. *Operculodinium israelianum*
Poty – Elevação 14.08, 15.2m (Lâminas n.95031; Coordenada H45-3; Imagem n.63; Aumento 100x)
2. *Operculodinium centrocarpum*
Cigra – Elevação 2m (Lâminas n.95093; Coordenada L36-2; Imagem n.123; Aumento 100x)
3. *Paaleocystodinium bulliforme*
Cimepar/CD – Elevação 8.2m (Lâminas n.95089; Coordenada O55; Imagem n.118; Aumento 40x)
4. *Polysphaeridium spp*
Zebu Cimepar– Elevação 13m (Lâminas n.95055; Coordenada S40; Imagem n.83; Aumento 40x)
5. *Spiniferites spp*
Nassau– Elevação 10m (Lâminas n.95064; Coordenada M40-3; F20-2/1 Imagem n.102, 179; Aumento 100x)
6. *Spiniferites sp1*
Poty – Elevação 13.7m (Lâminas n.95027; Coordenada G50; Imagem n.180; Aumento 100x)
7. *Spiniferites sp2*
Cipasa – Elevação 9.1m (Lâminas n.95103; Coordenada S50-4, C21-3; Imagem n.138, 182; Aumento 40x)
8. *Spiniferites ramosus*
Poty – Elevação 10m (Lâminas n.95022; Coordenada G38-1/3; Imagem n.08; Aumento 100x)
9. *Systematophora placacntha*
Poty – Elevação 15.2m (Lâminas n.95039; Coordenada N41-4; Imagem n.55; Aumento 40x)
10. *Thalassifora pelágica*
Poty – Elevação 13.7m (Lâminas n.95027; Coordenada K36-2/4; Imagem n.10; Aumento 40x)
11. *Tanyosphaeridium spp*
Poty – Elevação 7m (Lâminas n.95062; Coordenada O45-3; Imagem n.92; Aumento 100x)
12. *Yolkinigymnium sp*
Cipasa – Elevação 9.1m (Lâminas n.95103; Coordenada S48-3; Imagem n.137; Aumento 20x)



Estampa 7

1. Acritarco
Poty – Elevação 14.3m (Lâminas n.95035; Coordenada J45; Imagem n.22; Aumento 100x)
2. Acritarco
Poty – Elevação 14.3m (Lâminas n.95035; Coordenada K45; Imagem n.24; Aumento 100x)
3. Escolecodonte
Poty – Elevação 14.02m (Lâminas n.95029; Coordenada J33-2, K45, C345; Imagem n.13; Aumento 100x)
4. Escolecodonte
Poty – Elevação 14.02m (Lâminas n.95029; Coordenada K45; Imagem n.183; Aumento 100x)
5. Escolecodonte
Poty – Elevação 14.02m (Lâminas n.95029; Coordenada C345; Imagem n.184; Aumento 100x)
6. Palinoforaminífero espiralado
Poty – Elevação 14.12m (Lâminas n.95032; Coordenada C40, G52; Imagem n.185, 186; Aumento 100x)
7. *Pterospermella sp*
Poty – Elevação 18.5m (Lâminas n.95046; Coordenada U46-3; Imagem n.70; Aumento 100x)
8. *Pterospermella sp*
Poty – Elevação 10m (Lâminas n.95048; Coordenada J52-4; Imagem n.187; Aumento 100x)
9. *Cyclopsiella sp*
Poty – Elevação 14.02m (Lâminas n.95029; Coordenada K33-1; Imagem n.11; Aumento 100x)
10. *Cyclopsiella sp*
Cipasa – Elevação 8m (Lâminas n.95102; Coordenada J50-1; Imagem n.135; Aumento 40, 100x)
11. Ovo de crustáceo
Poty – Elevação 14.3m (Lâminas n.95025; Coordenada P44; Imagem n.08; Aumento 100x)
12. Dinocisto Indeterminado
Poty – Elevação 10m (Lâminas n.95064; Coordenada E39-2; Imagem n.103; Aumento 100x)



Estampa 8

1. Dinocisto Indeterminado
Poty – Elevação 31.5m (Lâminas n.95075; Coordenada O44-4; Imagem n.188; Aumento 100x)
2. *Incertae sedis*
Poty – Elevação 10m, 13.5, 13.7, 14.02m (Lâminas n.95022; Imagem n.189; Aumento 40, 100x)
3. *Incertae sedis*
Poty – Elevação 13.5 (Lâminas n. 95026 Imagem n. 190; Aumento 40 x)
4. *Incertae sedis*
Poty – Elevação 13.7 (Lâminas n.95027; Imagem n.191; Aumento 40, 100x)
5. *Incertae sedis*
Poty – Elevação 14.02m (Lâminas n. 95029; Imagem n.192; Aumento 40, 100x)
6. Palinofácies da camada de Irídio
Poty – Elevação 15.2m (Lâmina n.95039; Imagem n.141, Aumento 10x)
7. Acme de *Cordosphaeridium*
Zebu Cimepar – Elevação 7.5m (Lâmina n.95052; Imagem n.19, Aumento 10x)
8. Acme de *Cordosphaeridium*
Zebu Cimepar – Elevação 7.5m (Lâmina n.95052; Imagem n.19, Aumento 10x)
9. Acme de *Cordosphaeridium*
Engenho Garapu – Elevação 4.5m (Lâmina n.95056; Imagem n.53, Aumento 10x)
10. Acme de *Cordosphaeridium*
Engenho Garapu – Elevação 4.5m (Lâmina n.95056; Imagem n.53, Aumento 10x)
11. Acme de *Cordosphaeridium*
Engenho Garapu – Elevação 4.5m (Lâmina n.95056; Imagem n.140, Aumento 10x)
12. Acme de *Cordosphaeridium*
Engenho Garapu – Elevação 4.5m (Lâmina n.95056; Imagem n.140, Aumento 10x)

