

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Geize Carolinne Correia Andrade

**TAXONOMIA, BIOESTRATIGRAFIA E PALEOECOLOGIA DOS
NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS DA SEÇÃO PALEOCÊNICA DA
FORMAÇÃO CALUMBI, SUB-BACIA DE SERGIPE.**

Tese de Doutorado

2015

GEIZE CAROLINNE CORREIA ANDRADE

Biólogo, Universidade Federal de Sergipe, 2007

Mestre em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2010

TAXONOMIA, BIOESTRATIGRAFIA E PALEOECOLOGIA DOS
NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS DA SEÇÃO PALEOCÊNICA DA
SUB-BACIA DE SERGIPE.

Tese que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho, como preenchimento parcial dos requisitos para obter o grau de Doutor em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental, defendida e aprovada em 28 de maio de 2015.

RECIFE, PE

2015

Catálogo na fonte
Bibliotecária Valdicéa Alves, CRB-4 / 1260

- A553t Andrade, Geize Carolinne Correia.
- Taxonomia, bioestratigrafia e paleoecologia dos nanofósseis calcários da seção paleocênica da Formação Calumbi, Sub-bacia de Sergipe / Eduardo Paes Barreto. - Recife: O Autor, 2015.
- 239folhas, Il. e Tabs.
- Orientador: Profº. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho.
- Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação Geociências, 2015.
- Inclui Referências, e Anexos.
1. Geociências. 2. Nanofósseis calcários. 3. Paleoceno;. 4. Sub-bacia de Sergipe. 5. Taxonomia. 6. Bioestratigrafia. I. Lima Filho, Mário Ferreira de. (Orientador). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2015-182

**TAXONOMIA, BIOESTRATIGRAFIA E PALEOECOLOGIA DOS NANOFÓSSEIS
CALCÁRIOS DA SEÇÃO PALEOCÊNICA DA FORMAÇÃO CALUMBI, SUB-
BACIA DE SERGIPE**

Geize Carolinne Correia Andrade

APROVADA

Mário Ferreira de Lima Filho

28 de maio de 2015

Enelise Katia Piovesan

28 de maio de 2015

Cristina Pierini

28 de maio de 2015

Maria Dolores Wanderley

28 de maio de 2015

Sônia Maria Oliveira Agostinho da Silva

28 de maio de 2015

Aos meus pais, Francisco e Auxiliadora.

Aos meus irmãos, Sávio e Hugo.

Ao meu noivo, Rick.

AGRADECIMENTOS

Muitos foram àqueles que participaram direta e indiretamente para a realização de mais uma vitória. A minha gratidão vai além das palavras que irei expor:

Agradeço ao meu Deus por iluminar meus caminhos, dando-me inspiração e força para conquistar os meus objetivos e superar os obstáculos.

Ao meu orientador Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho, pela orientação, incentivo e por acreditar no desenvolvimento desta tese, contribuindo para o meu crescimento profissional.

Ao amigo Rogério Loureiro Antunes pelos preciosos ensinamentos, por se mostrar sempre solícito e pelas sugestões fundamentais para a conclusão desta tese.

Ao Paulo Cesar Galm por me iniciar no mundo dos nanofósseis, nunca se omitindo a passar os seus conhecimentos adquiridos ao longo de anos e pela grande amizade construída. A você devo a minha eterna gratidão!

Ao Geólogo James Vitor Ferreira, pela oportunidade e estrutura concedidas para a realização desta tese. Obrigado por acreditar na importância desta pesquisa.

À Professora Kátia Piovesan, pela dedicação e pelas valiosas sugestões que muito contribuíram para o enriquecimento deste trabalho.

À Geóloga Cristina Pierini, pela gentileza de se dispor a revisar este manuscrito, contribuindo para o desenvolvimento desta tese.

À Professora Maria Dolores Wanderley, por colaborar com preciosas sugestões na elaboração final deste trabalho.

À Professora Sônia Agostinho, pela amizade e pelo apoio fundamental para o desenvolvimento deste projeto.

Aos Professores, Gelson Fambrini e Emília Tomé pelas contribuições no exame de qualificação.

Aos amigos Geraldo Lisboa, Osmundo Dantas, Maria Caroline, Enilde Marques, Wagner Souza Lima, Cecília Cunha Lana, Rosilene, José Claudio Oliveira, Laisy, Jane Eyre e Edson João por contribuir das mais diversas formas para a realização desta tese.

Ao Prof. Gorki Mariano e Igor (Pós-Graduação em Geociências) pelo apoio sempre que solicitado.

À Elizabeth Galdino (UFPE), pela dedicação, atenção e auxílio na finalização deste trabalho.

Aos amigos Marcella, Carol Coutinho, Alessandra, Gabriela e Cristiano pela companhia, carinho e incentivo.

Ao amigo Cleber Ferreira Alves, pela atenção e ajuda prestada.

Ao meu noivo, Rick Souza de Oliveira, pelo carinho sempre depositado e por compartilhar todos os momentos e me ajudar a suportar, principalmente, os difíceis. Você é a minha inspiração! Obrigada pelos ricos ensinamentos, por me incentivar em todos os sentidos e me ensinar a abraçar a Geologia para o desenvolvimento deste trabalho. Sem o seu auxílio nada disso teria se concretizado. Não há palavras que retribuam o quanto lhe sou grata!

A todos os meus familiares pela torcida por mais uma conquista.

Aos meus amados irmãos, Sávio e Hugo que, expressando da maneira que somente eles têm, sempre torcem pela minha felicidade.

Aos meus amados e maravilhosos pais, Maria Auxiliadora e Francisco, pelo amor incondicional, determinação, apoio e incentivo em todo momento. São vocês que me fazem persistir! É muito bom poder compartilhar com vocês mais uma conquista!

“Sonho que se sonha só
É só um sonho que se sonha só
Mas sonho que se sonha junto é realidade.”

Raul Santos Seixas

APRESENTAÇÃO

Logo após o dramático evento de extinção ocorrido na passagem Cretáceo-Paleogeno, o planeta experimentou um progressivo aquecimento dos oceanos, cujo ápice é atribuído à passagem Paleoceno-Eoceno. Neste contexto de aquecimento, enquanto diversas espécies foram extintas, outras experimentaram aumento no número de indivíduos, como, por exemplo, o grupo dos nanofósseis calcários. Registros desses eventos ocorrem nas bacias da margem leste brasileira, com destaque para a Sub-bacia de Sergipe, representado pelos depósitos turbidíticos e hemipelágicos da Formação Calumbi.

Desta forma, esta tese apresenta um estudo integrado taxonômico, bioestratigráfico, paleoclimatológico e correlações paleogeográficas do Paleoceno na Sub-Bacia de Sergipe, baseado na análise de nanofósseis calcários. Os resultados e as interpretações estão organizados na forma de dez capítulos. O capítulo I informa acerca da área de estudo, relevância da pesquisa e objetivos. No capítulo II são apresentados os métodos e materiais utilizados, bem como uma breve abordagem a respeito dos princípios teóricos de datação bioestratigráfica e análise estatística. O capítulo III apresenta uma contextualização acerca da Sub-bacia de Sergipe, sua compartimentação tectônica, estágios deposicionais, componentes litoestratigráficos e estudos paleontológicos prévios, com ênfase à Formação Calumbi. O capítulo IV compõe uma abordagem do Período Paleoceno e sua configuração paleogeográfica. O capítulo V faz um apanhado da biologia, afinidade filogenética, características morfológicas e evolução dos nanofósseis calcários, bem como sua aplicação para estudos bioestratigráficos. O capítulo VI apresenta uma taxonomia detalhada dos nanofósseis calcários encontrados no Paleoceno na porção de águas rasas do Baixo de Mosqueiro. O capítulo VII apresenta a bioestratigrafia dos poços estudados, relaciona espécies que podem auxiliar na datação bioestratigráfica convencional no Baixo de Mosqueiro e aborda de forma integrada as possibilidades causadoras dos hiatos bioestratigráficos no Baixo de Mosqueiro. O capítulo VIII traz uma correlação detalhada dos nanofósseis paleocênicos e biozonas da Sub-bacia de Sergipe com demais bacias brasileiras da margem continental leste. O capítulo IX faz uma breve abordagem a respeito do

limite Cretáceo-Paleogeno, Evento Máximo Termal e os nanofósseis reconhecidos na Sub-bacia de Sergipe no contexto das variações climáticas. Por fim, no capítulo seguinte são apresentadas as conclusões gerais.

RESUMO

Esta pesquisa abordou a taxonomia, bioestratigrafia, paleogeografia e paleoclimatologia com base em nanofósseis calcários para o Paleoceno da Formação Calumbi, na porção *offshore* da Sub-bacia de Sergipe, Nordeste do Brasil. Para a execução deste trabalho, foram analisados cinco poços, perfurados em águas rasas do Baixo de Mosqueiro. Com a análise dos poços, a presente pesquisa contribuiu para a identificação de nanofósseis que podem ser considerados novos: *Neochiastozygus* sp. 1, *Ellipsolithus* sp. 1 e *Lanternithus* sp. 1. As últimas ocorrências destas espécies foram identificadas no Paleoceno Superior, na biozona N-350. A datação bioestratigráfica nos poços estudados foi fundada na zona de intervalo da última ocorrência das espécies. Diante da bioestratigrafia realizada, este trabalho permitiu reconhecer nanofósseis acessórios, que auxiliaram no reconhecimento das biozonas adotadas nesta tese. Hiatos foram identificados e atribuídos a escavações originadas por fluxos turbulentos a hiperpicnais, mostrando-se bastante úteis para o entendimento do comportamento do sistema deposicional paleocênico do Baixo de Mosqueiro. Paleogeograficamente, foi percebido que a Sub-bacia de Sergipe sofreu eventos geológicos e ambientais semelhantes às outras bacias da margem leste brasileira, porém com um registro bioestratigráfico, por nanofósseis calcários, mais completo. Com relação às interpretações paleoclimáticas, as ocorrências de nanofósseis calcários no Baixo de Mosqueiro indicaram que tanto o Evento Máximo Termal, quanto as extinções da passagem Cretáceo-Paleogeno, foram fundamentais para a variação da diversidade das espécies identificadas na Sub-bacia de Sergipe.

Palavras-chave: Nanofósseis calcários. Paleoceno. Sub-bacia de Sergipe. Taxonomia. Bioestratigrafia. Paleogeografia. Paleoclimatologia.

ABSTRACT

This research addressed the taxonomy, biostratigraphy, paleogeography and paleoclimatology of calcareous nannofossils of the Paleocene of the Calumbi Formation, in the *offshore* portion of Sergipe Sub-basin, northeastern of Brazil. For the execution of this work, five wells drilled in shallow waters of Mosqueiro Low were analyzed. With the analysis of wells, this research contributed to nannofossils identification that may be considered new: *Neochiastozygus* sp. 1, *Ellipsolithus* sp. 1 and *Lanternithus* sp. 1. The last occurrences of these species were identified in Late Paleocene, N-350 biozone. The biostratigraphic dating in studied wells was based in interval zone of last occurrence of species. With the biostratigraphy realized, this work allowed recognize accessories nannofossils to assist in biozones recognition adopted in this thesis. Hiatus were identified and they were attributed to excavations caused by turbulents flows to hyperpycnal flows. They showed very useful for understanding of depositional system of Paleocene in Mosqueiro Low. Paleogeographically, it was perceived that the Sergipe Sub-basin suffered geological and environmental events similar to other basis of Brazil's east shore, but with a biostratigraphic record relatively more full. Paleoclimatologically, nanofossils calcareous occurrences in Mosqueiro Low shown that the Thermal Maximum event as the Cretaceous-Paleogene extinction were fundamental to diversity of species identified in Sergipe Sub-basin.

Keywords: Calcareous nannofossils. Paleocene. Sergipe Sub-basin. Taxonomy. Biostratigraphy. Paleogeography. Paleoclimatology.

RESÚMEN

Esta Pesquisa abordó la taxonomía, bioestratigrafía, paleogeografía y paleoclimatología de los nanofósiles calcáreos para el Paleoceno de la Formación Calumbi, en la porción offshore de la Sub-cuenca de Sergipe, Nordeste de Brazil. En la ejecución de esto trabajo, fueran analizados muestras de recortes de cinco pozos, pertenecientes al Bajo del Mosqueiro. Con la análisis de los pozos, la atual pesquisa contribuió para la identificación de nanofósiles que pueden ser considerados nuevos en la literatura: *Neochiastozygus* sp. 1, *Ellipsolithus* sp. 1 e *Lanternithus* sp. 1. Las últimas ocurrencias de estas especies, fueran diagnosticados en el Paleoceno Superior en la biozona N-350. La datación bioestratigrafica es los pozos estudiados fue fundada en la zona de intervalo de la última ocurrencia de especies. Delante de la bioestratigrafía realizada, esto trabajo permitió reconocer nanofósiles accesorios, en búsqueda de ayudar en el reconocimiento de las biozonas adoptadas en esta tesis. Hiatos fueran identificados y atribuidos a excavaciones originadas por flujos turbulentos o hyperpicnales y se han mostrado muy útiles para el entendimiento del comportamiento de las arcillas paleocenicás del Bajo del Mosqueiro. Paleogeograficamente, fue percebido que la Sub-cuenca de Sergipe sufrió eventos geológicos y ambientales semejantes, sín embargo con un registro bioestratigrafico, por nanofósiles, mas completo. Con relación a las interpretaciones paleoclimaticas, las ocurrencias de nanofósiles calcáreos en el Bajo del Mosqueiro, comprobaran que tanto el Evento Maximo Termal, como las extinciones del pasaje Cretácico-Paleógeno, fueran fundamentales para la variación de las especies identificadas en la Sub-cuenca de Sergipe.

Palabras claves: Nanofósiles calcáreos. Paleoceno. Sub-cuenca de Sergipe. Taxonomía. Biostratigrafía. Paleogeografía. Paleoclimatología.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Área de estudo, dando ênfase à Sub-bacia de Sergipe e a localização dos poços estudados no Baixo de Mosqueiro.....25
- Figura 2: Fluxograma sintetizando o processo de seleção de amostras e confecção de lâminas de nanofósseis calcários conforme a metodologia proposta por Antunes (1997).....29
- Figura 3: Zonas de intervalos que correspondem à primeira e à última ocorrência das espécies em uma seção bioestratigráfica.31
- Figura 4: Diagrama esquemático de contaminação vertical em amostras de perfuração. As figuras geométricas representam fósseis guias de nanofósseis que ocorrem nos diferentes níveis estratigráficos. As circunferências negras simbolizam um campo de observação, em um microscópio óptico, nas preparações realizadas a partir das amostras de perfuração. Utilizando unicamente as últimas ocorrências (UO) como bio-horizontes, é possível realizar um arcabouço bioestratigráfico evitando os efeitos da contaminação. Modificado de Panera (2010).32
- Figura 5: Esboço do artifício utilizado para os ensaios de calcimetria.33
- Figura 6: Arcabouço estrutural mostrando os principais compartimentos tectônicos da Sub-Bacia de Sergipe (Modificado de Van Der Ven *et al.*, 1989 *apud* Souza Lima, 2002). Na porção inferior, seção esquemática contemplando o cenário geológico do Baixo de Mosqueiro (Modificada de Cruz, 2008 *apud* Lana, 1990).....35
- Figura 7: Afloramento localizado na entrada da cidade de Aracaju-SE, na margem direita da BR-101, onde pode-se observar os depósitos da Formação Calumbi, hoje totalmente recobertos por vegetação de paisagismo e de contenção de erosão (Fonte: Autor não identificado). Barra equivale a 2 metros.41
- Figura 8: Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe com destaque para o intervalo estudado (Modificado de Campos Neto *et al.*, 2007). A seta indica sequências com padrão progradante, e o retângulo laranja, no centro da imagem, representa de forma esquemática a porção estudada, com a instalação das feições canalizadas

preenchidas por litotipos argilosos da Formação Calumbi, próximos à linha de costa.	43
Figura 9: Relação dos principais eventos ocorridos no Paleogeno (Compilado de Kennett & Stott, 1991; Hay, 1996 e Zachos <i>et al.</i> , 1993).	47
Figura 10: Reconstituição paleogeográfica global durante o Paleoceno. Detalhe para a localização da Sub-bacia de Sergipe nesta época, indicada por uma estrela vermelha (Modificado de Parrish <i>et al.</i> , 1982; Golonka <i>et al.</i> , 1994; Ferreira, 2004 e Boucot <i>et al.</i> , 2013).	49
Figura 11: Estruturas celulares de uma haptomônada no estágio de nado livre. Modificado de Margulis & Schwartz (2001).	52
Figura 12: Estrutura externa de um cocolitoforídeo em microscopia eletrônica. Modificado de Cortez (2014).	53
Figura 13: Estruturas da área central (Modificado de Young <i>et al.</i> , 1997).	54
Figura 14: Diferença entre os heterococólitos e holococólitos, com relação ao arranjo cristalino. Modificado de Panera (2010).	55
Figura 15: A classificação taxonômica dos heterococólitos de acordo com a sua ordem e morfologia Modificado de Bown (1998).	55
Figura 16: Subdivisão das formas dos heterococólitos. Modificado de Bown (1998).	56
Figura 17: Distribuição cronoestratigráfica dos microfósseis no registro geológico. Destaque para os nanofósseis calcários. Modificado de Antunes & Melo (2001).	58
Figura 18: Correlação dos zoneamentos internacionais com o arcabouço de Antunes (1997), adotado neste trabalho. Modificado de Alves (2007).	118
Figura 19: Zoneamento bioestratigráfico proposto por Antunes (1997) para as bacias da margem leste brasileira do intervalo Cretáceo-Eoceno.	119
Figura 20: Correlação perpendicular à linha de costa, entre os poços GCM2 e GCM4 (A-A'), com datum no topo da biozona N-330. A datação foi condicionada pelo	

intervalo disponível para amostragem. Linha tracejada representa topo inferido por limitação da amostra.	124
Figura 21: Correlação SW-NE, paralela à linha de costa, entre os poços GCM2 e GCM1 (C-C'), com datum no topo da N-330. Linha tracejada representa topo inferido devido à limitação amostral.	125
Figura 22: Correlação bioestratigráfica paralela à linha de costa, SW-NE, entre os poços GCM4 e GCM3 (D-D'), com datum no topo da biozona N-330. Linha tracejada representa topo inferido devido à limitação da amostra.	126
Figura 23: Correlação bioestratigráfica NW-SE perpendicular à linha de costa (B-B'), demarcando a existência de três hiatos (N-340, N-330 e N-307). Linha tracejada representa topo inferido devido à limitação amostral, com o datum no topo da biozona N-305.	127
Figura 24: Proposta de zoneamento auxiliar para o Paleoceno do Baixo de Mosqueiro, tendo como base a última ocorrência das espécies.	129
Figura 25: Mapa paleogeográfico para a Sequência Paleocênica no entorno do Baixo do Mosqueiro, exibindo o cânion do Vaza Barris, alimentado por escorregamentos argilosos e siliciclásticos grosseiros provenientes do Alto de Itaporanga-Vaza Barris. Notar a progradação marcada pelo limite deposicional do Grupo Piaçabuçu no Cretáceo e pela diferença entre os limites da plataforma no Paleoceno Inferior e Superior. Modificado de Caineli (1992).	130
Figura 26: Isópacas de tempo da sequência paleocênica no entorno do Baixo do Mosqueiro e Alto de Atalaia. Notar a espessa deposição com formato alongado NW-SE, limitada pelos altos de Real Leste e Itaporanga-Vaza Barris (Depocentro Vaza-Barris). Valores de 0 a 2 segundos, paralelos ao Alto de Itaporanga-Vaza Barris, representam a grande erosão causada pela Discordância Pré-Eocênica. Modificado de Caineli (1992).	133
Figura 27: Carta estratigráfica para as seções perpendiculares a linha de costa B-B' e A-A', mostrando a relação entre os diversos eventos erosivos. Para a localização das seções, ver figuras 20 e 23.	135

Figura 28: Representação sísmica dos processos deposicionais ao longo do Baixo de Mosqueiro. A: Seção SW-NE, em tempo, com destaque para o espesso pacote sedimentar depositado junto ao Depocentro Vaza-Barris (Localização na Figura 6, Seção 2); B: Sismofácies indicativa de escavação de cânions ao longo do Depocentro Vaza Barris (Retângulo amarelo); C: Erosões locais, causadas pela incisão de cânions, como uma das possíveis razões para formação dos hiatos nos poços estudados. A e B, modificados de Caineli (1992). Seções sísmicas representam processos sedimentares semelhantes e mesmo compartimento tectônico, porém não passam necessariamente nos poços estudados.136

Figura 29: Representação artística com exagero de espessura e sinuosidade, com as possíveis razões para a instalação dos hiatos estratigráficos nos poços analisados dentro do Baixo de Mosqueiro. A: Formação de cânions menores ou *slope channels*, com incisões geradas pela passagem de fluxos hiperpicnais ou correntes de turbidez em direção à bacia mais profunda, parecem ser o principal causador desses hiatos; B: Outra possibilidade seria a instalação de múltiplos *slumps* e/ou *mudflows*. Sem escala.137

Figura 30: Limite Cretáceo-Paleogeno proposto por autores na Bacia da Paraíba (Modificado de Albertão, 1993).140

Figura 31: Correlação bioestratigráfica entre as Sequências Paleocênicas das bacias sedimentares da margem leste brasileira (Gomide, 1982; Gomide, 1989; Antunes, 1990; Cunha, 1991; Costa, 1992 e Andrade, 2010) e a Sub-bacia de Sergipe (esta tese). Notar as principais feições erosivas e diápiros para o Paleoceno das diversas bacias (modificado de Milani *et al.*, 2007 e Freire *et al.*, 2012).150

Figura 32: Variação em porcentagem da espécie *Prinsius martinii* na Sub-bacia de Sergipe (poço GCM2), atribuída ao resfriamento ocorrido no Paleoceno Médio. ...157

Figura 33: Gráficos de variação das espécies como resposta aos eventos paleoclimáticos e paleogeográficos. A figura A representa a variação de *Thoracosphaera* spp. e *Braarudosphaera bigelowii* no Paleoceno Inferior e a figura B no Paleoceno Superior, sugerindo que o Baixo de Mosqueiro estaria em uma posição mais afastada da linha de costa no Paleoceno Inferior. A figura C representa a variação da espécie *Ericsonia subpertusa* nos poços estudados, mostrando a

importância do evento Cretáceo-Paleogeno na adaptação da espécie. A figura D mostra o comportamento da espécie *Toweius serotinus* como resposta ao evento Máximo Termal na Sub-bacia de Sergipe.162

Figura 34: Mapa paleogeográfico do Paleoceno, com a localização das seções utilizadas para a correlação com os nanofósseis calcários da Sub-bacia de Sergipe. 1: Cunha, 1992; 2: Andrade, 2010; 3: Esta tese; 4: Antunes, 1990 e Costa, 1994; 5: Gomide, 1982; 6: Gomide, 1989; 7: Shafik *et al.*, 1998; 8: Alves, 2007; 9: Haq *et al.*, 1997; 10: Agnini *et al.*, 2007 e 11: Raffi *et al.*, 2009. Paleocorrentes superficiais, baseada em Schweitzer (2001), Bijl *et al.*, (2009) e Bijl *et al.*, (2011).163

Figura 35: Panorama global do intervalo Maastrichtiano-Paleoceno-Eoceno, com destaque para a abundância de nanofósseis calcários compilados a partir dos cinco poços analisados no Baixo de Mosqueiro, cuja tendência de aumento no Paleoceno Superior em direção ao Eoceno acompanha o aumento de temperatura, subida do nível eustático e a excursão isotópica de carbono e oxigênio, relacionada ao Evento Máximo Termal (Modificado de Walliser, 1995; Keller, 2005 e Zachos *et al.*, 2001).165

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

µm - micrometro (micra)

°C - graus Celsius

ANP – Agência Nacional do Petróleo

CCD - *Carbonate Compensation Depth* - “Zona de Compensação da Calcita”

cm - centímetro

DSDP - *Deep Sea Drilling Project*

E- Leste

EIC - Excursão do Isótopo de Carbono

GR – *Gamma Ray*

IODP - *Integrated Ocean Drilling Program*

Ka – Mil anos

Km – quilômetro

K-Pg – Cretáceo-Paleogeno

m - metro

M.a. - Milhões de anos

m – metros

MTPE (PETM) - Máximo Termal do Limite Paleoceno-Eoceno

NASC - Código Norte-Americano de Nomenclatura Estratigráfica

NE - Nordeste

NW - Noroeste

ODP - *Ocean Drilling Program*

S - Sul

SE - Sergipe

SE - Sudeste

SW – Sudoeste

UFPE- Universidade Federal de Pernambuco

UO-SEAL – Unidade Operacional de Sergipe e Alagoas

UV - Ultravioleta

W – Oeste

SUMÁRIO

CAPÍTULO I	24
INTRODUÇÃO	24
1.1 - ÁREA DE ESTUDO	24
1.2 – OBJETIVOS	26
CAPÍTULO II	27
MATERIAL E MÉTODOS	27
2.1 - MATERIAL	27
2.2 – LAMINAÇÃO E COLETA	27
2.3 – ANÁLISE DAS LÂMINAS	29
2.3.1 – Análise Quantitativa	30
2.4 – DATAÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA.....	31
2.5 - CALCIMETRIA.....	32
CAPÍTULO III	34
A SUB-BACIA DE SERGIPE.....	34
3.1 - ASPECTOS GERAIS.....	34
3.2 - A EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR	36
3.2.1 - Sinéclise ou Supersequência Paleozóica:	37
3.2.2 - Supersequência Pré-Rifte:.....	37
3.2.3 - Supersequência Rifte:	38
3.2.4 - Supersequência Pós-Rifte:	39
3.2.5 - Supersequência Drifte:	39

3.2.5.1 - Formação Calumbi	40
3.2.5.1.1 - Estudos Paleontológicos na Formação Calumbi	44
CAPÍTULO IV	45
CONTEXTUALIZAÇÃO PALEOGEOGRÁFICA	45
4.1 – O PERÍODO PALEOGENO	45
4.2 – PALEOGEOGRAFIA.....	48
CAPÍTULO V	50
GENERALIDADES DOS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS.....	50
5.1 - ABORDAGENS SOBRE O REINO PROTOCTISTA.....	50
5.2 – A BIOLOGIA DO FILO HAPTOMONADA	51
5.3. – PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DOS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS	53
5.3.1 - A Origem e Evolução dos Nanofósseis Calcários.....	57
5.3.2 – A Bioestratigrafia e os Nanofósseis	58
CAPÍTULO VI.....	61
TAXONOMIA DOS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS NO PALEOCENO DA SUB-BACIA DE SERGIPE	61
6.1 – CONSIDERAÇÕES GERAIS	61
6.2 – CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA	62
6.2.1 – Heterococólitos	62
6.2.2 – Holococólitos.....	95
6.2.3 - Nanólitos.....	98
CAPÍTULO VII.....	118
BIOESTRATIGRAFIA DOS POÇOS ESTUDADOS NA SUB-BACIA DE SERGIPE	118

7.1 - BIOZONEAMENTO	118
7.2 – BIOESTRATIGRAFIA	119
7.2.1 – Bioestratigrafia do poço GCM1	119
7.2.2 – Bioestratigrafia do poço GCM2	121
7.2.3 – Bioestratigrafia do poço GCM3	121
7.2.4 – Bioestratigrafia do poço GCM4	122
7.2.5 – Bioestratigrafia do poço GCM5	122
7.2.6 – Nanofósseis acessórios à bioestratigrafia da Sub-bacia de Sergipe	128
7.2.7 – Hiato bioestratigráficos, eventos erosivos e ambiente deposicional ...	130
CAPÍTULO VIII	138
CORRELAÇÃO DOS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS DA SUB-BACIA DE SERGIPE COM OUTRAS BACIAS PALEOCÊNICAS BRASILEIRAS.....	138
8.1 – A BACIA DO CEARÁ	138
8.2 – A BACIA DA PARAÍBA	139
8.3 – A BACIA DO ESPÍRITO SANTO.....	142
8.4 – A BACIA DE CAMPOS	147
8.5 – A BACIA DE PELOTAS	147
8.6 – DESFECHO DA INTEGRAÇÃO ENTRE A SUB-BACIA DE SERGIPE E AS DEMAIS BACIAS BRASILEIRAS.....	148
CAPÍTULO IX	151
A BIOGEOGRAFIA E PADRÕES CLIMÁTICOS DOS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS NO PALEOCENO.....	151
9.1 – CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O LIMITE CRETÁCIO-PALEOGENO	151

9.2 – CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O EVENTO MÁXIMO TERMAL	153
9.3 - OS NANOFÓSSEIS DA SUB-BACIA DE SERGIPE NO CONTEXTO DAS VARIAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS.....	155
CONCLUSÕES	166
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	170
ESTAMPAS.....	198
ESTAMPA 1.....	199
ESTAMPA 2.....	201
ESTAMPA 3.....	203
ESTAMPA 4.....	205
APÊNDICES.....	207
APÊNDICE A.....	208
DEFINIÇÃO DAS NOMENCLATURAS UTILIZADAS	208
APÊNDICE B.....	211
RELAÇÃO DOS TÁXONS DE NANOFÓSSEIS CITADOS	211
TAXA RECONHECIDOS NO PALEOCENO	212
TAXA DESMORONADOS	215
TAXA RECONHECIDOS NO EOCENO.....	217
TAXA RECONHECIDOS NO MAASTRICHTIANO	218
APÊNDICE C	221
ESTAMPAS DOS ALGUNS NANOFÓSSEIS RECONHECIDOS NO MAASTRICHTIANO	221
APÊNDICE D	224
ESTAMPA DAS ESPÉCIES PROPOSTAS POR ANDRADE (2010)	224

APÊNDICE E.....	226
RELAÇÃO DOS TÁXONS ABORDADOS POR ANDRADE (2010)	226
LISTA DE NANOFÓSSEIS MENCIONADOS POR ANDRADE (2010), NESTA PESQUISA, E SEUS RESPECTIVOS AUTORES	227
APÊNDICE F.....	228
TABELA DE DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DO POÇO GCM1	228
APÊNDICE G	230
TABELA DE DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DO POÇO GCM2	230
APÊNDICE H	232
TABELA DE DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DO POÇO GCM3	232
APÊNDICE I.....	234
TABELA DE DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DO POÇO GCM4	234
APÊNDICE J	236
TABELA DE DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DO POÇO GCM5	236
APÊNDICE K.....	238
TABELA DE DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DO DANIANO DO FURO POTY, BACIA DA PARAÍBA (MODIFICADO DE ANDRADE, 2010).....	238

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1 - ÁREA DE ESTUDO

Foram estudados depósitos sedimentares em sub-superfície, situados no mar, a uma profundidade variando entre 35 m e 40 m de lâmina d'água, distantes entre 7 km e 18 km em linha reta do município de Aracaju, Estado de Sergipe, assentados no compartimento estrutural denominado “Baixo de Mosqueiro” (FIG. 1).

As águas rasas de Sergipe ganharam destaque no cenário nacional, com a perfuração do poço 1SES1 em 1968, identificando óleo com 48° API em corpos arenosos eocênicos da Formação Calumbi, resultando na descoberta do Campo produtor de Guaricema, como o primeiro campo petrolífero descoberto na plataforma continental marinha brasileira (Mendonça *et al.*, 2004).

Figura 1: Área de estudo, dando ênfase à Sub-bacia de Sergipe e a localização dos poços estudados no Baixo de Mosqueiro.

1.2 – OBJETIVOS

Considerando a importância dos nanofósseis calcários em correlações bioestratigráficas e paleoambientais, bem como a carência de estudos que enfatizem o intervalo paleocênico em bacias brasileiras, esta pesquisa teve como objetivo principal realizar a taxonomia dos nanofósseis calcários identificados nos poços GCM1, GCM2, GCM3, GCM4 e GCM5 situados na Sub-bacia de Sergipe, almejando a interpretação paleoambiental e datação bioestratigráfica do Paleoceno desta sub-bacia, bem como auxiliar no entendimento dos eventos evolutivos que nela ocorreram. Para alcançar estes objetivos principais, foram buscados objetivos específicos, a saber:

- Identificar e apresentar os táxons de nanofósseis calcários do Paleoceno do Baixo de Mosqueiro, a fim de contribuir para o conhecimento micropaleontológico da Sub-bacia de Sergipe.
- Correlacionar biocronoestratigraficamente e paleoecologicamente os depósitos do Paleoceno da Sub-bacia de Sergipe com outras bacias da margem continental brasileira e do Atlântico Sul, baseado nas ocorrências de nanofósseis calcários.
- Avaliar quantitativamente as diferentes associações de nanofósseis calcários ao longo do intervalo estudado, a fim de verificar as tendências de distribuição das espécies com relação à riqueza específica e abundância nos poços analisados.
- Averiguar a existência de possíveis hiatos e mudanças nas taxas de sedimentação.
- Caracterizar espécies acessórias que possam contribuir para um melhor reconhecimento das biozonas.

CAPÍTULO II

MATERIAL E MÉTODOS

2.1 - MATERIAL

O material utilizado para o desenvolvimento deste trabalho advém de amostras de calha de perfurações realizadas pela Petrobras S.A., liberadas pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) e cedidas pela gerência de Sedimentologia e Estratigrafia da Unidade Operacional de Sergipe-Alagoas (UO-SEAL/EXP/SE), onde estão armazenadas as amostras e lâminas utilizadas na confecção desta tese.

Ao todo, foram estudados intervalos de cinco poços para a realização do presente estudo: GCM1, 336 m; GCM2, 750 m; GCM3, 480 m; GCM4, 200 m; GCM5, 690 m.

2.2 – LAMINAÇÃO E COLETA

Para a realização desta etapa, foram coletados em torno de 2 gramas de fragmentos de argilitos em intervalos de aproximadamente 15 metros. Na ausência da calha que correspondia ao valor exato de 15 metros, procurou-se o valor mais aproximado.

A confecção das lâminas seguiu o método convencional de Antunes (1997) para a preparação de lâminas de nanofósseis calcários (FIG. 2)

- Etapa 1 – Maceração das amostras

Esta etapa consistiu na trituração dos fragmentos da calha, a qual se deu com a utilização do pistilo e almofariz que foram sempre lavados antes e depois da maceração de cada amostra, a fim de evitar contaminação. No caso de amostras mais rígidas, com a finalidade de facilitar a desagregação do material, foi utilizada uma britadeira (tomando os mesmos cuidados para evitar a contaminação) e, logo depois, retomaram-se os mesmos procedimentos já mencionados.

- Etapa 2 – Mistura da suspensão

Os sedimentos previamente moídos foram distribuídos em pequenos sacos feitos de polímero e adicionou-se água destilada para a mistura do sedimento. É importante ressaltar que, para ocorrer a mistura da suspensão (água + sedimento), foi feita uma fricção no material contido no saco plástico, utilizando as pontas dos dedos.

- Etapa 3 – Decantação do material

Os materiais que estavam nos sacos plásticos foram postos em tubos de ensaio, a fim de deixá-los em repouso, para a decantação das partículas de maior diâmetro.

- Etapa 4 – Preparação da lamínula/ lâmina

Antes da preparação das lâminas para nanofósseis calcários, lamínulas e lâminas foram lavadas com álcool 92° e enxutas ao ar livre. Em seguida, distribuiu-se, com auxílio de um conta-gotas, água destilada por toda a lamínula. Logo após, com um canudo plástico, colocou-se de duas a três gotas do material que se encontrava na metade superior do tubo de ensaio, em cada lamínula, espalhando o material sobre a mesma, deixando-a secar numa chapa com temperatura média de 50°C.

Enxutas, as lamínulas foram retiradas da chapa e aderidas a lâminas de vidro com uma cola especial de secagem em luz ultravioleta. Depois que toda a cola se espalhou na lamínula e se verificou que nenhuma bolha foi formada, as lâminas foram levadas para uma câmara a base de raios ultravioleta, a fim de ter uma eficiência melhor na secagem e lá permaneceram por 20 minutos. Após este procedimento, as lâminas foram etiquetadas com o nome do poço e profundidade.

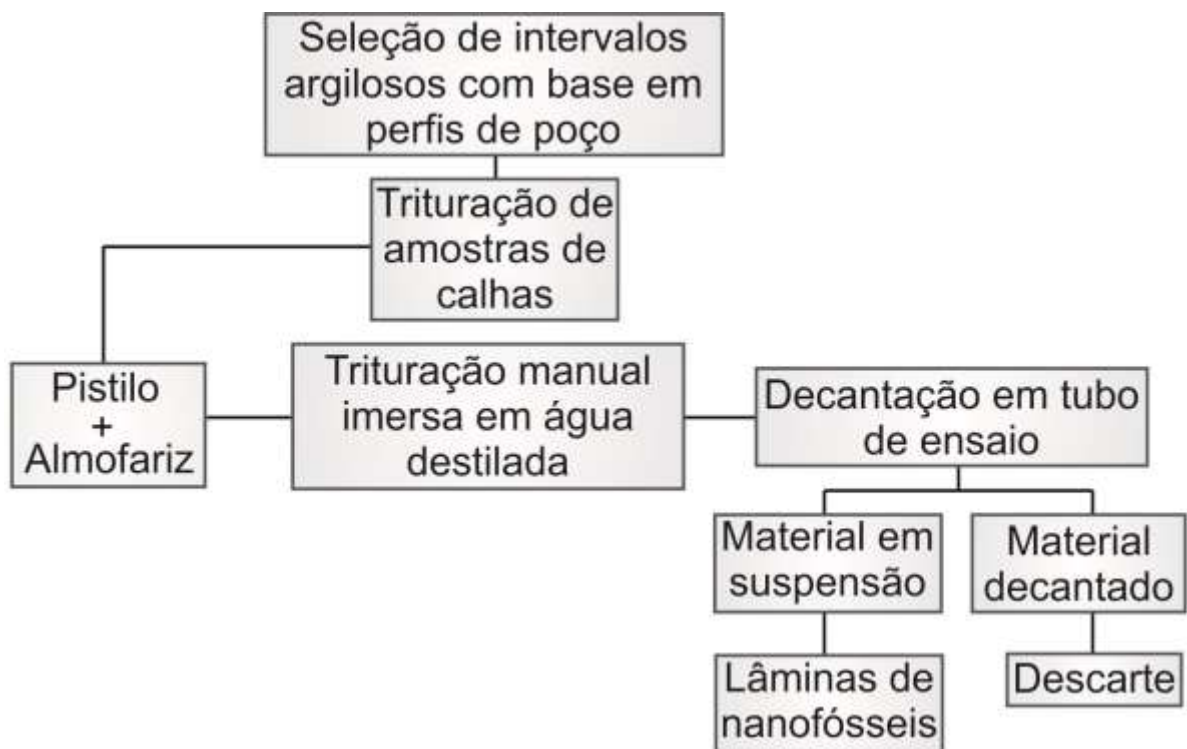


Figura 2: Fluxograma sintetizando o processo de seleção de amostras e confecção de lâminas de nanofósseis calcários conforme a metodologia proposta por Antunes (1997).

2.3 – ANÁLISE DAS LÂMINAS

Depois de preparadas, deu-se início à análise das lâminas, também na UO-SEAL/EXP/SE, em um microscópio petrográfico da marca Zeiss modelo Axio Imager A.1, o qual apresenta o número de série 0000334354, platina giratória e aumento de 1600x (ocular de 16x e objetiva de 100x). Para a análise das lâminas, foi adotada nesta pesquisa uma metodologia correspondente à riqueza relativa de cada lâmina:

- Quando a lâmina é muito abundante (acima de 50 nanofósseis) a comum ($20 < \text{nanofósseis} < 50$): foram dadas quatro varreduras, sempre tendo o lado sem etiqueta da lâmina como marco inicial para a leitura.

- Quando a lâmina é pobre (menos que 20 nanofósseis): foram dadas cinco varreduras, podendo estender esse valor dependendo da repetição dos fósseis, também tendo o lado sem etiqueta da lâmina como marco inicial para a leitura.

2.3.1 – Análise Quantitativa

Para os dados quantitativos de nanofósseis podem ser utilizados várias técnicas de contagem como, por exemplo, as de Backman & Schackleton (1983), Flores & Sierro (1997), Bown & Young (1998) e Geisen *et al.* (1999), dentre outras. Backman & Raffi (1997) adotaram uma metodologia de contagem em 25 campos de visão, em que cada campo continha uma média de cerca de 100 a 150 espécimes de nanofósseis, ou até perfazer um total de aproximadamente 2500 a 4000 espécimes. Flores *et al.* (1995), por sua vez, tentaram calcular o número de nanofósseis por grama de sedimento, a partir de um sedimento mais ou menos uniforme. Sabendo o número de nanofósseis presentes na porção de sedimentos analisados e da taxa do acúmulo de massa, estes autores puderam determinar as taxas de acúmulo dos nanofósseis (total e por espécies ou grupo de espécies). Esta técnica seguiu o processo abordado por Flores & Sierro (1989) e um semelhante ao de Wei (1988), com algumas modificações. A principal mudança introduzida por Flores *et al.* (1995) foi a obtenção de uma distribuição mais homogênea.

A análise quantitativa se refere à abundância e riqueza específica dos nanofósseis. A primeira consiste na simples contagem de espécies com finalidade de verificar a sua distribuição no sítio deposicional. A segunda, no número de táxons observados. Ambas dão indicativos paleoambientais e paleoecológicos.

Neste trabalho, as técnicas acima discutidas não puderam ser empregadas, devido ao tipo de material disponibilizado para este estudo. Diante disto, para a caracterização da abundância dos nanofósseis, foi adotado um princípio de contagem baseado em 10 (dez) campos de visão. Esta metodologia de contagem ainda não foi publicada, porém apresenta boas respostas nos gráficos de abundância e riqueza específica a partir de amostras de calha, podendo observar claramente as variações e tendências.

Para a obtenção de fotomicrografias de exemplares de nanofósseis calcários de melhor preservação, que ocorrem nas lâminas analisadas, utilizou-se o microscópio petrográfico da marca Zeiss com o número de série 0000334354, ocular de 16x, objetiva de 100x, aumento variável proporcionado por ampliação ótica analógica (fototubo) e câmera AxioCam MRc, também fabricada pela Zeiss, acoplada a um microcomputador dotado de placa *firewire* e *software* AxioVision®.

2.4 – DATAÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA

As amostras de calhas de argilito normalmente apresentam contaminações pelo fluido de perfuração, ou seja, a ocorrência de espécies desmoronadas que não se encontram *in situ*. Diante disto, a datação bioestratigráfica foi baseada na zona de intervalo (FIG.3), segundo o Código Norte-Americano de Nomenclatura Estratigráfica (NASC, 2005 - Artigo 50), o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica-Guia de Nomenclatura Estratigráfica (1986, página 390) e o Guia Estratigráfico Internacional (1994, página 59), por se mostrar o método mais adequado para esse tipo de amostragem.

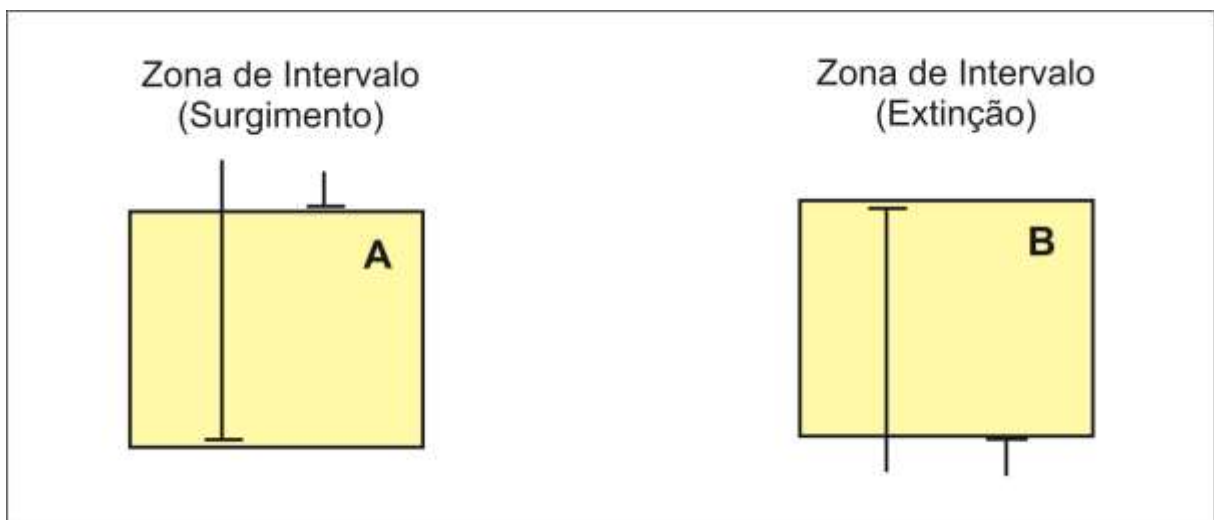


Figura 3: Zonas de intervalos que correspondem à primeira e à última ocorrência das espécies em uma seção bioestratigráfica.

Com a amostragem de calha, as primeiras ocorrências estratigráficas são praticamente impossíveis de serem detectadas. Diante desta limitação, a bioestratigrafia, neste estudo micropaleontológico, foi realizada utilizando unicamente as últimas aparições (LAD = *Last Appearance Datum*) dos nanofósseis identificados, evitando assim, os efeitos da contaminação (FIG.4). A zona de intervalo determinada pela última ocorrência das espécies foi denominada por Schaller (1969) como Zona Diferencial Superior, conforme citado pelo Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (1986) ou *Last (highest) Occurrence Zone*, no Guia Estratigráfico Internacional (1994).

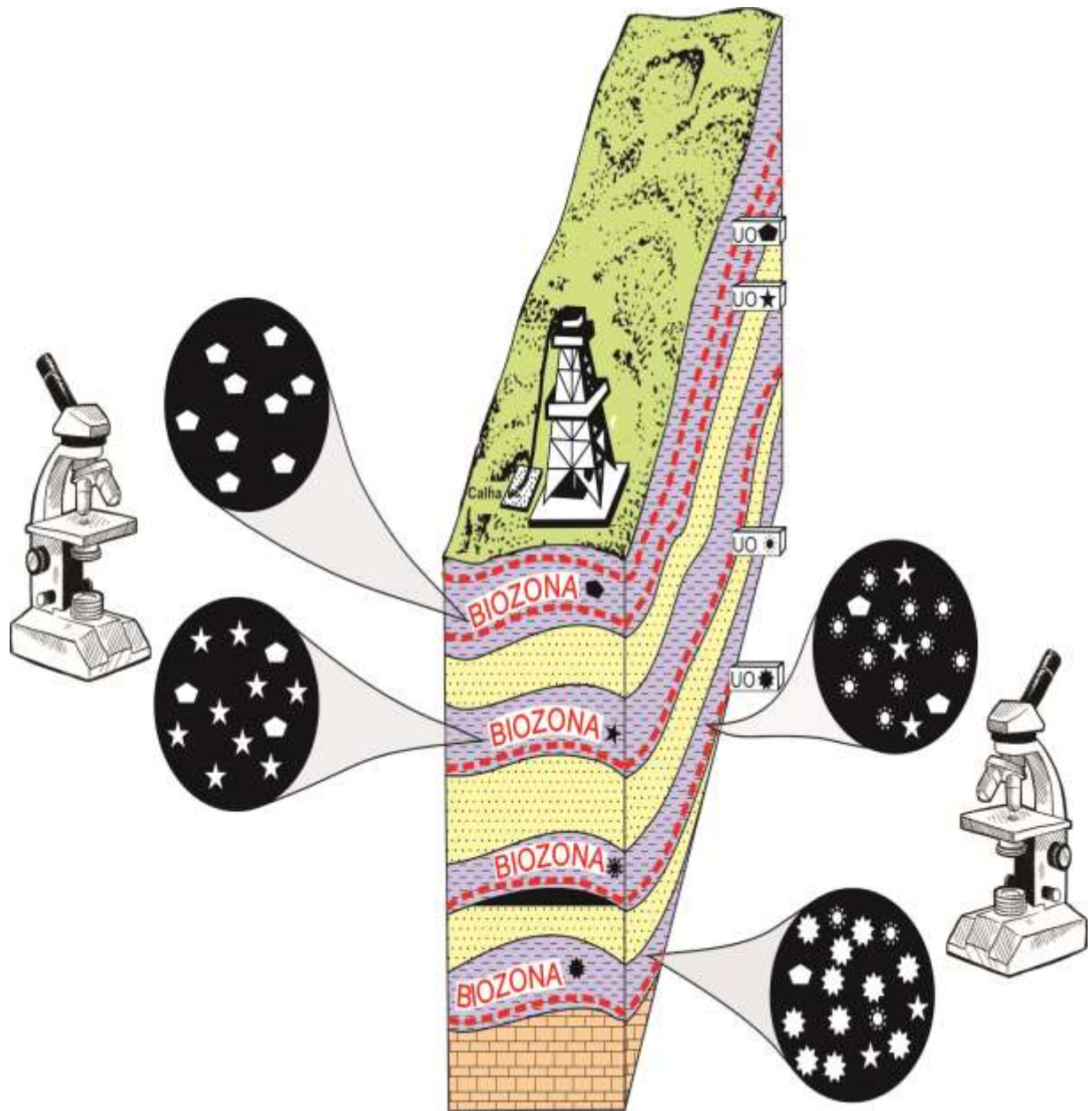


Figura 4: Diagrama esquemático de contaminação vertical em amostras de perfuração. As figuras geométricas representam fósseis guias de nanofósseis que ocorrem nos diferentes níveis estratigráficos. As circunferências negras simbolizam um campo de observação, em um microscópio óptico, nas preparações realizadas a partir das amostras de perfuração. Utilizando unicamente as últimas ocorrências (UO) como bio-horizontes, é possível realizar um arcabouço bioestratigráfico evitando os efeitos da contaminação. Modificado de Panera (2010).

2.5 - CALCIMETRIA

Para a obtenção do teor aproximado de carbonato na amostra, foi utilizado o método da capilarimetria, que consiste no deslocamento de uma coluna d'água impulsionada pelo gás produzido na reação da calcita com o ácido clorídrico.

Em termos práticos, o procedimento é realizado mediante a desagregação prévia de 3g a 5g de amostras de calha em gral de ágata, com posterior separação de 0,51g de sedimento desagregado para reagir com 30 ml de HCl a 10%. Estes componentes serão colocados em um Erlenmeyer de 250ml, que está conectado a uma mangueira de látex e a uma pipeta graduada (0 ml a 25 ml), intermediada por uma válvula manual. A outra abertura da pipeta é conectada diretamente a um funil de decantação através de uma mangueira de látex (FIG.5).

Antes da realização das análises, fez-se necessário calibrar a altura da coluna de água destilada, para que o menisco atinja a graduação mínima da pipeta sem reagente, e a reação com CaCO_3 a 100% atinja a graduação máxima da pipeta.

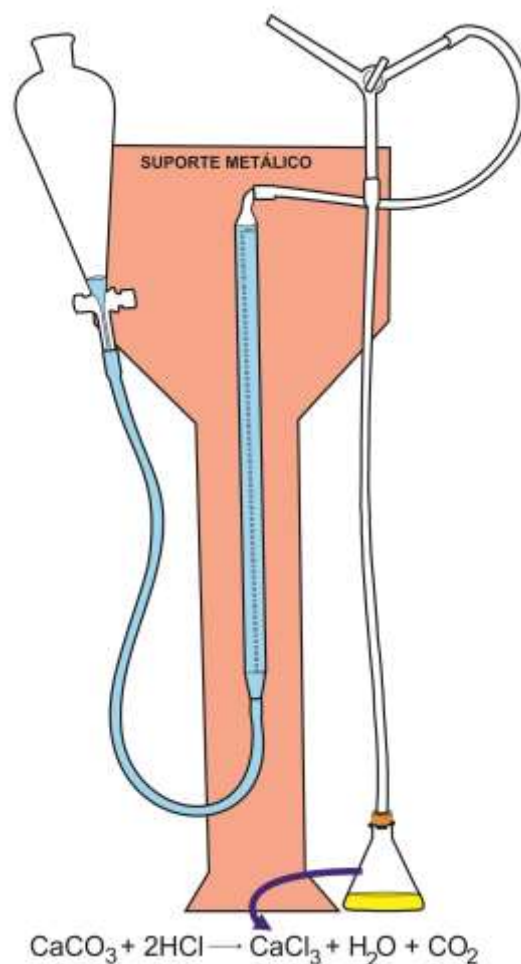


Figura 5: Esboço do artifício utilizado para os ensaios de calcimetria.

CAPÍTULO III

A SUB-BACIA DE SERGIPE

3.1 - ASPECTOS GERAIS

Classicamente abordada em vários trabalhos como uma única bacia, dentre estes podemos citar o de Lana (1985), a Bacia de Sergipe-Alagoas passou a ser subdividida por Feijó (1994) em duas sub-bacias devido a pequenas variações na história do seu preenchimento sedimentar, evolução tectônica e tipos de embasamento. Enquanto o embasamento da Sub-bacia de Sergipe é composto pelas rochas metamórficas proterozóicas de baixo grau dos grupos Miaba e Vaza Barris (Moraes Rego, 1933), o embasamento da Sub-bacia de Alagoas é formado por rochas graníticas proterozóicas do maciço Pernambuco-Alagoas (Campos-Neto *et al.*, 2007).

De um modo geral, a Bacia de Sergipe-Alagoas é limitada a nordeste com a Bacia de Pernambuco-Paraíba pelo Alto de Maragogi e a sudoeste com a Bacia de Jacuípe (Campos-Neto *et al.*, 2007). Posteriormente, Souza-Lima *et al.* (2002) imputaram a Bacia de Sergipe-Alagoas as seguintes sub-bacias: Jacuípe, Sergipe, Alagoas e Cabo. O Alto do Rio Real separa a Sub-bacia de Sergipe da Sub-bacia do Jacuípe, o Alto de Maragogi separa a Sub-bacia de Alagoas da Sub-bacia do Cabo e o Alto de Japoatã-Penedo, situado ao longo do Rio São Francisco, separa Sub-bacia de Sergipe da Sub-bacia de Alagoas.

Cabe ressaltar a importância da Bacia de Sergipe-Alagoas, que se destaca das demais bacias marginais brasileiras por conter um dos registros sedimentares mais completos do Brasil, com depósitos que vão do Cambriano ao Recente, compostos por praticamente todos os ambientes sedimentares conhecidos e com representantes de sistemas petrolíferos tanto no embasamento Pré-Cambriano, quanto nos estágios tectônicos sinéclise, pré-rifte, rifte, pós-rifte e drifte, dentro dos mais variados formatos de trapas (Ponte & Asmus, 1976; Asmus & Carvalho, 1978; Ojeda, 1982; Souza-Lima *et al.*, 2002; Milani & Araujo, 2003; Mohriak, 2003; Campos Neto *et al.* 2007).

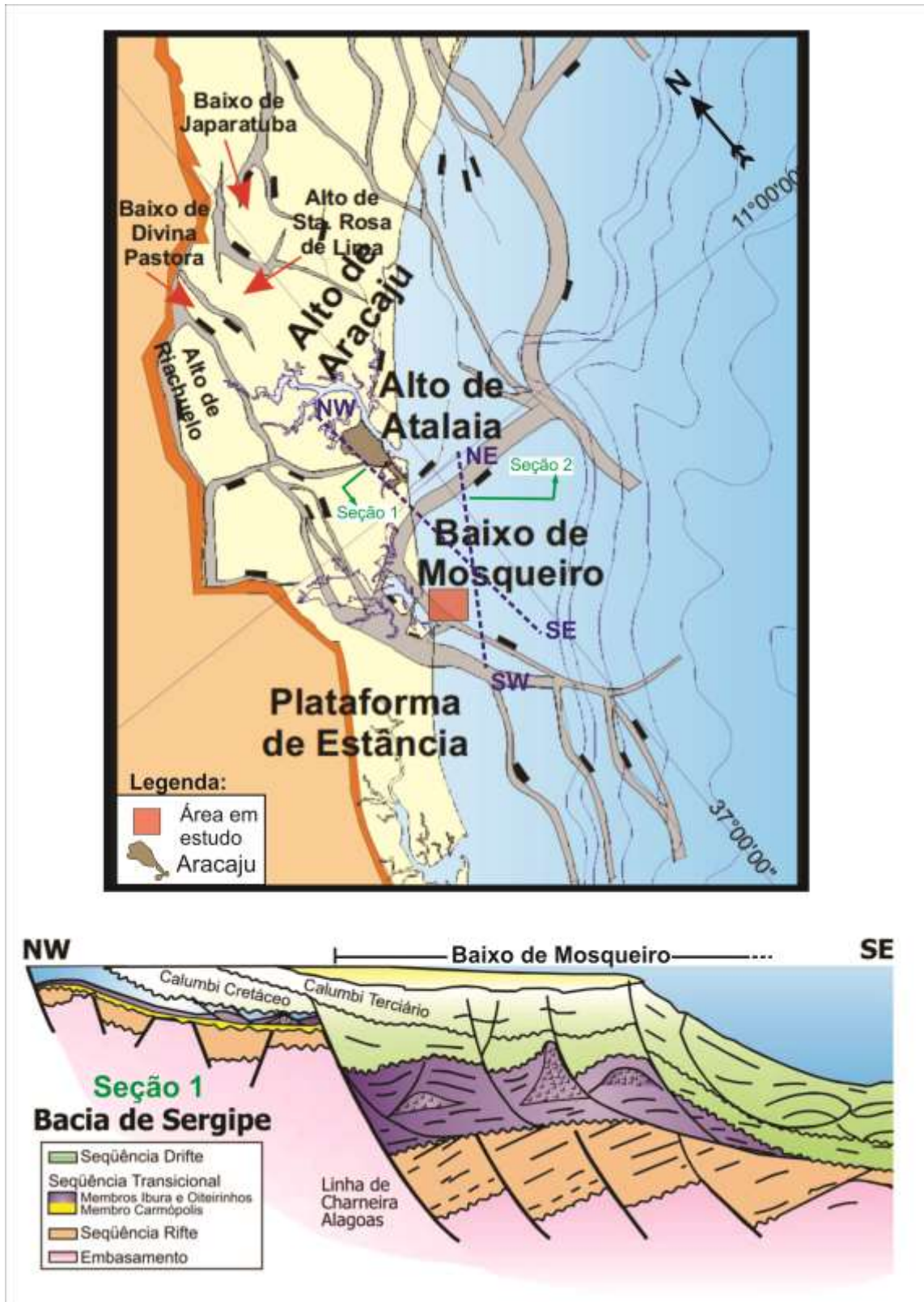


Figura 6: Arcabouço estrutural mostrando os principais compartimentos tectônicos da Sub-Bacia de Sergipe (Modificado de Van Der Ven *et al.*, 1989 *apud* Souza Lima, 2002). Na porção inferior, seção esquemática contemplando o cenário geológico do Baixo de Mosqueiro (Modificada de Cruz, 2008 *apud* Lana, 1990). Para Seção 2, ver Figura 28.

Por ser objeto desse estudo, a Sub-bacia de Sergipe será o destaque nesta tese. Ela constitui a porção sul da Bacia de Sergipe-Alagoas e é uma bacia marginal estruturalmente alongada entre latitude 9° e 11° 30S, e longitude 37° e 35° 30W. A parte *onshore* da bacia varia de 16 Km a 50 Km de largura, possui 170 Km de comprimento e cobre uma área de 6000 Km². A porção *offshore* compreende uma área de 5000 Km² (Campos Neto *et al.*, 2007).

É limitada ao continente dos depósitos neoproterozóicos da Faixa de Dobramentos Sergipana através de um sistema de falhas normais e a *offshore* pela crosta oceânica. Ao norte pelo alto de Japoatã-Penedo e ao sul pela Bacia de Jacuípe. A sudoeste encontra-se a plataforma de Estância (FIG.6), onde apenas um fino registro sedimentar Cambriano e depósitos marinhos do Cretáceo são encontrados (Schaller, 1969; Bengtson, 1983; Koutsoukos *et al.*, 1991; Campos Neto *et al.*, 2007).

A Sub-bacia de Sergipe é estruturada por uma série de meio-grabens (FIG.6) com mergulho regional com média de 10° a 15° para sudoeste. Estes são compartimentados por falhas com orientação N-E e N-S, formadas durante o Eocretáceo como consequência da ruptura sul-africana do continente americano (Ojeda & Fugita, 1976).

3.2 – A EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

O embasamento da Sub-bacia de Sergipe é formado por rochas metassedimentares proterozóicas dos grupos Miaba (Humphrey & Allard, 1969) e Vaza Barris (Moraes Rego, 1933).

A Formação Estância foi originalmente definida por Branner (1913) como Série Estância e está restrita à Sub-bacia de Sergipe, cuja idade é atribuída ao Cambriano. Os contatos inferiores e superiores desta formação ocorrem tanto com o embasamento Pré-Cambriano como com unidades sedimentares mais jovens. É constituída por meta-arenitos e meta-siltitos intercalados com conglomerados polimíticos. Perto da base há algumas dolomitas e camadas de sílex. É interpretada como sendo depositada em um ambiente transicional representado por fácies sedimentares fluviais, intermarés e submarés (Silva *et al.*, 1978).

Após a Formação Estância, o preenchimento sedimentar da Sub-bacia de Sergipe foi marcado por grandes sequências tectono-sedimentares. Estas estão correlacionadas aos estágios evolutivos das bacias da margem leste brasileira (Ponte & Asmus, 1976), que serão abordadas a seguir.

3.2.1 - Sinéclise ou Supersequência Paleozóica:

A sinéclise aconteceu entre o Neocarbonífero e o Eopermiano e está representada pelas rochas siliciclásticas da Formação Batinga e pelos arenitos eólicos, argilitos e laminitos algais lacustres da Formação Aracaré. Souza-Lima *et al.* (2011) e Souza-Lima *et al.* (2012) propõem a deposição de uma unidade estratigráfica que recebe a denominação de “Formação Karapotó”, cuja idade é atribuída ao intervalo siluro-devoniano.

Schaller (1969) individualizou na Formação Batinga os membros Mulungu: composto por diamictitos; Atalaia: caracterizado por arenitos, e Boacica: constituído por siltitos e argilitos. Campos Neto *et al.* (2007), por sua vez, consideraram apenas duas unidades na Formação Batinga: o Membro Mulungu, composto por diamictitos de ambiente glacial e lacustre; e o Membro Boacica, constituído por conglomerados, arenitos, siltitos e argilitos, caracterizados como depósitos de leques deltaicos. O Membro Atalaia foi suprimido porque os arenitos referentes a esta unidade estão relacionados à Formação Candeeiro de idade juro-eocretácea.

A Formação Aracaré foi depositada em ambiente desértico, litorâneo e deltáico, influenciados por retrabalhamentos eólicos e ação de ondas. Esta formação é caracterizada por um ciclo transgressivo-regressivo, onde os argilitos pretos são recobertos por arenitos e laminitos microbiais silicificados (Campos Neto *et al.*, 2007).

3.2.2 - Supersequência Pré-Rifte:

O pré-rifte começou no Neojurássico, quando um soerguimento crustal criou uma série de depressões periféricas, que foram preenchidas por sedimentos da Formação Candeeiro, representada pelos arenitos flúvio-deltaicos, e por sedimentos lacustres da Formação Bananeiras, representada por folhehos vermelhos depositados em ambiente lacustre. Posteriormente, foram depositados os arenitos fluviais da Formação Serraria (Souza-Lima, 2002; Campos Neto *et al.*, 2007).

3.2.3 - Supersequência Rifte:

Corresponde ao estágio de subsidência mecânica da sub-bacia. O rifte foi preenchido por um sistema alúvio-flúvio-deltáico representado pelas formações Rio Pitanga, Penedo, Barra de Itiúba e Coqueiro Seco (Souza-Lima, 2002).

O início e o término do rifte ainda é motivo de controvérsia. Segundo Feijó (1994), esse limite assume um caráter diacrônico. O início do rifte, conforme Campos Neto *et al.* (2007), ocorreu no início do Andar Rio da Serra, ao instalar-se o lago da Formação Feliz Deserto.

A Formação Feliz Deserto, de idade Rio da Serra, foi depositada durante a fase de estiramento do rifte, quando um sistema lacustre-deltáico foi instalado.

O primeiro pulso tectônico do rifte compreendeu os andares Aratu, Buracica e Jiquiá. Nessa época, a tectônica rúptil restringia à Sub-bacia de Sergipe, onde ocorria a deposição dos conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga, dos arenitos alúvio-fluviais da Formação Penedo que inicialmente restringia-se a segmentos da borda sergipana (Campos Neto *et al.*, 2007) e, prevalecia a sedimentação deltaica-lacustre da Formação Barra de Itiúba nas porções distais. Nas porções rasas da Sub-bacia de Sergipe, nos períodos de baixo aporte sedimentar, ocorria a deposição das coquinas de bivalves da Formação Morro do Chaves (Campos Neto *et al.*, 2007).

O segundo pulso do rifteamento é representado pela idade Neojiquiá a Eo-Alagoas. Esta fase é composta pelas formações Coqueiro Seco e Morro do Chaves. Na parte proximal da Sub-bacia de Sergipe foram depositados os conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga e os carbonatos da Formação Morro do Chaves. Nas porções distais, a sedimentação era deltaica-lacustre com os arenitos e argilitos da Formação Coqueiro Seco. A deposição final do segundo pulso tectônico deste estágio rifte, marcou idade Eo-Alagoas, onde a porção emersa sergipana foi soerguida (Campos Neto *et al.*, 2007).

O término do rifte foi admitido no Eo-Alagoas (Campos Neto *et al.*, 2007), onde uma regressão regional ocasionou numa grande discordância chamada “Pré-neo-Alagoas” (Souza-Lima, 2002). Este evento erosivo também aconteceu nas

Bacias de Camamu, Almada, Espírito Santo, Campos e Santos, onde também limita o final do estágio rifte (Dias, 2005).

3.2.4 - Supersequência Pós-Rifte:

A supersequência pós-rifte foi marcada pelo início da subsidência térmica de idade Neo-Alagoas. Nessa época, a sedimentação foi retomada na porção emersa da Sub-bacia de Sergipe, com a deposição da Formação Muribeca, subdividida nos membros: Carmópolis, na Sub-bacia de Sergipe, constituído por siliciclásticos alúvio-fluviais e deltaicos, que formam tratos de sistemas de mar baixo e transgressivo. As rochas do Membro Ibura, sobrepostas ao Membro Carmópolis, estão representadas por evaporitos, carbonatos microbiais e argilitos, que foram depositados em ambiente marinho raso, sofrendo influência de marés, formando o trato de sistema de mar alto (Campos Neto *et al.*, 2007), culminando com a deposição do Membro Oiteirinhos, representando a primeira implantação de plataforma carbonática com influência marinha da Sub-bacia.

3.2.5 - Supersequência Drifte:

Apesar de ainda não haver consenso acerca do início do Estágio Drifte na Sub-bacia de Sergipe (Koutsoukos, 1989; Mendes, 1994; Souza-Lima *et al.*, 2002; Falcolne, 2006; Cruz, 2008), neste capítulo optou-se por adotar o proposto por Campos Neto *et al.* (2007), que atribui ao Albiano, o início desse estágio tectônico.

Em consequência da subida do nível do mar, a sedimentação marinha franca da Formação Riachuelo foi estabelecida (Koutsoukos, 1989). Na borda da bacia e nos blocos rebaixados, as rochas siliciclásticas grossas mistas do Membro Angico foram depositadas, através de leques deltaicos. Nas áreas de menor aporte sedimentar ocorreu uma rampa carbonática com bancos de oólitos e oncólitos do Membro Maruim. Nas lagunas e no talude ocorriam a deposição dos calcilutitos e argilitos do Membro Taquari (Mendes, 1994; Falconi, 2006).

Do Neocenomaniano ao Coniaciano ocorreu um grande evento transgressivo, sendo o seu ápice no Eoturoniano, proporcionando a deposição dos sedimentos da rampa carbonática da Formação Cotinguiba (Koutsoukos, 1989).

Nesse momento, com a deposição do Grupo Piaçabuçu, é que ganham destaque os depósitos sedimentares da Formação Calumbi, que serão objeto da presente pesquisa e serão abordados na sequência.

Ruefli (1963), a princípio, sugeriu o termo “Formação Piaçabuçu” para nomear uma sequência de perfil elétrico que abrangeria o então Membro Calumbi e o Terciário Inferior, compreendendo estratos constituídos por argilitos cinzentos a esverdeados, folhelhos piritosos, arenitos médios a grosseiros, calcários e dolomitos, que ocorreriam sobrepostos à seção carbonática da Formação Cotinguiba. Schaller (1969), posteriormente subdividiu a Formação Piaçabuçu nos membros Calumbi, formado por depósitos siliciclásticos e carbonáticos finos, e Marituba constituído por carbonatos e siliciclásticos grosseiros a conglomeráticos. Esta formação se correlacionaria com as Formações Itamaracá, Gramame e Maria Farinha, do litoral de Pernambuco e com sedimentos da Bacia do Espírito Santo (Schaller, 1969).

Posteriormente, a Formação Piaçabuçu foi promovida a Grupo Piaçabuçu, reunindo as rochas clásticas e carbonáticas marinhas e neocretáceas e paleogenas das formações Calumbi, Mosqueiro e Marituba (Feijó, 1994).

A Formação Marituba, corresponde a depósitos siliciclásticos arenosos a conglomeráticos de borda de plataforma (Schaller, 1969; Feijó, 1994).

A Formação Mosqueiro envolve calcarenitos bioclásticos cinzentos, compostos essencialmente por foraminíferos e moluscos, e depositados em área de plataforma (Schaller, 1969; Feijó, 1994).

3.2.5.1 - Formação Calumbi

A Formação Calumbi é formada por argilitos e siltitos de cor acinzentada a esverdeada, intercalados por arenitos e conglomerados depositados em ambientes que variam desde o costeiro ao batial, com fácies de talude, bacia oceânica e correntes de turbidez, que se sobrepõem em discordância erosiva à Formação Cotinguiba e gradam lateralmente para as Formações Mosqueiro e Marituba (FIG.7) (Feijó, 1994).

Conforme Feijó (1994), as determinações bioestratigráficas com base em foraminíferos planctônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos dão uma idade do Neo-Coniaciano ao Holoceno. Já Koutsoukos (1989) informou que a deposição iniciou-se por volta do Santoniano (85.8 Ma). Os mesmos processos sedimentares responsáveis pela deposição desta unidade litoestratigráfica também continua até o Holoceno, gerando depósitos de turbiditos e depósitos pelágicos e hemipelágicos.

Nesta formação, apenas as camadas do Campaniano Superior, aparentemente, estão expostas, na forma de afloramentos escassos e, geralmente, pouco fossilíferos. No entanto, alguns são ricos em macrofósseis, como o afloramento situado às margens do rio do Sal, próximo a Calumbi, Sergipe (Souza-Lima, 2002). A macrofauna da Formação Calumbi foi estudada recentemente por Bengtson *et al.* (1996), Souza-Lima (1997), Souza-Lima *et al.* (1997), Souza-Lima & Bengtson (1999b), Souza-Lima *et al.* (2001) e Souza-Lima *et al.* (2002), através de amonóides e moluscos diversos, em grande parte advindos de retrabalhamentos da plataforma.



Figura 7: Afloramento localizado na entrada da cidade de Aracaju-SE, na margem direita da BR-101, onde pode-se observar os depósitos da Formação Calumbi, hoje totalmente recobertos por vegetação de paisagismo e de contenção de erosão (Fonte: Autor não identificado). Barra equivale a 2 metros.

A Formação Calumbi se correlaciona com a Formação Ubarana das bacias Potiguar e do Ceará, com a Formação Urucutuca das bacias da costa baiana e capixaba, Formação Carapebus na Bacia de Campos, entre outras (Feijó, 1994; Campos Neto *et al.* 2007).

Em termos de sequências, o intervalo sedimentar, correspondente ao Grupo Piaçabuçu, pode ser resumido como uma fase de assoreamento através da progradação de arenitos costeiros e calcários de plataforma rasa (formações Marituba e Mosqueiro), argilitos de plataforma, talude e arenitos turbidíticos (Formação Calumbi) (van der Ven *et al.*, 1989; Souza-Lima *et al.*, 2001). Este intervalo corresponde ao complexo regressivo Marituba-Mosqueiro-Calumbi, estando mais bem representado na Sub-bacia de Sergipe (Feijó, 1994), que pode ser representado na forma da seguinte sequência de eventos:

O evento transgressivo de sedimentação siliciclástica ocorreu com a deposição de sucessão de argilitos, siltitos e arenitos da Formação Calumbi. O máximo desta transgressão foi no Eocampaniano. Quando aumentou o aporte sedimentar, o padrão de empilhamento passou a ser progradante (FIG. 8). Nas partes proximais, foram depositadas as areias costeiras e plataformais da Formação Marituba. Nas partes distais, persistia a sedimentação da Formação Calumbi com argilitos e eventuais intercalações de arenitos. Do Neocampaniano ao Maastrichtiano, a sedimentação continuou a progradar, sendo ampliada a planície costeira e a plataforma arenosa da Formação Marituba (Campos Neto *et al.*, 2007).

Os primeiros depósitos carbonáticos do Grupo Piaçabuçu ocorreram no Eopaleoceno e Neopaleoceno. No início do Paleogeno, o padrão de empilhamento continuou progradacional. A partir do Daniano, na borda da plataforma siliciclástica da Formação Marituba foram depositados calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro (Feijó, 1994). A progradação persistiu até o Neo-Eoceno (FIG. 8).

No início do Oligoceno, o nível do mar subiu, depois foi rebaixado no Neo-Oligoceno, que antecedeu a transgressão mesomiocena. Nessas idades, a sedimentação passou a ter um padrão agradacional. No Plioceno, o evento regressivo levou a deposição dos sedimentos costeiros da Formação Barreiras na porção terrestre da sub-bacia (Campos Neto *et al.*, 2007).

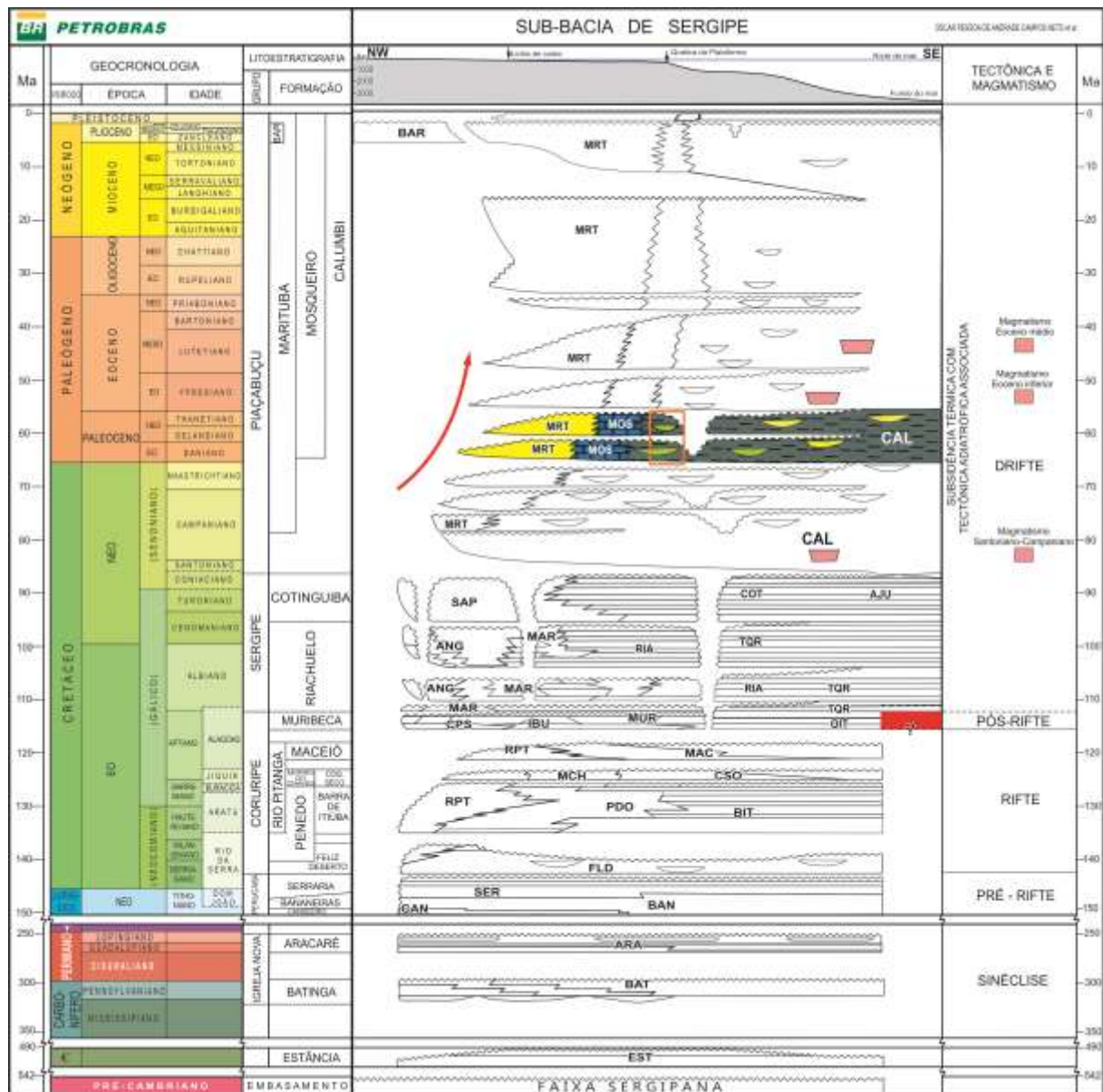


Figura 8: Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe com destaque para o intervalo estudado (Modificado de Campos Neto *et al.*, 2007). A seta indica sequências com padrão progradante, e o retângulo laranja, no centro da imagem, representa de forma esquemática a porção estudada, com a instalação das feições canalizadas preenchidas por litotipos argilosos da Formação Calumbi, próximos à linha de costa.

3.2.5.1.1 - Estudos Paleontológicos na Formação Calumbi

Deve-se a Maury (1937) os primeiros relatos de fósseis na Formação Calumbi, com o registro de moluscos. Com o aprimoramento dos estudos, Koutsoukos (1989) estabeleceu um biozoneamento por foraminíferos para as formações Riachuelo, Cotinguiba e Calumbi, focando os aspectos paleoambientais, a fim de reconstruir a história paleogeográfica e paleoceanográfica da Bacia de Sergipe-Alagoas do Aptiano ao Maastrichtiano.

Bengtson *et al.* (1996) estudaram amonóides do Campaniano Superior da Formação Calumbi. Souza-Lima (2001) estudou em detalhe a macrofauna campaniana, identificando bivalvíos, gastrópodes, peixes e amonóides. Hessel (2005) abordou os bivalvíos que ocorrem na Formação Calumbi, entre os quais se sobressaem as conchas fortemente dobradas em zigue-zague do gênero *Lopha*. Outros bivalvíos fósseis citados por Hessel (2005), para esta formação, são dos gêneros *Inoceramus*, *Nuculana*, *Trigonarca*, *Nevenulora*, *Miltha*, *Saxolucina*, *Corbula* e *Veniella*.

Na Formação Calumbi, segundo Hessel (2005), o registro fóssil de cefalópodos é reduzido, sendo mais conhecido o gênero *Pachydiscus*. Pode-se encontrar também, com alguma frequência, moldes de conchas de pequeno porte dos gêneros *Vertebrites* e *Sphenodiscus*.

Ferreira (2004) caracterizou os paleoambientes, através dos palinomorfos, da seção Paleocênica-Eocênica da Bacia de Sergipe-Alagoas. Ferreira *et al.* (2005), ampliaram os estudos dos palinomorfos (esporos de fungos) do Paleoceno da Formação Calumbi.

Com relação aos nanofósseis da Formação Calumbi, Freitas (1984) conferiu um refinamento das biozonas até então propostas por Troelsen & Quadros (1971) para toda plataforma continental brasileira, com base nos nanofósseis compreendidos entre o Aptiano e o Mioceno da Bacia de Sergipe-Alagoas. Pedrosa (2013) abordou em seu trabalho um estudo bioestratigráfico albo-maastrichtiano para os nanofósseis desta formação.

CAPÍTULO IV

CONTEXTUALIZAÇÃO PALEOGEOGRÁFICA

4.1 – O PERÍODO PALEOGENO

Arduino (1759), patrono da geologia italiana, propôs que todo o tempo geológico poderia ser quebrado em três grandes ordens: Primário, Secundário e Terciário. Em uma analogia grosseira, o Primário corresponderia à Era Paleozóica, o Secundário à Era Mesozóica e o Terciário ao intervalo mais recente. Posteriormente, em 1829, o pioneiro da espeleologia francesa, Jules Desnoyers, propôs a criação do termo “Quaternário” para designar sequências de rochas aparentemente mais jovens que os depósitos Terciários. Entretanto, curiosamente o termo “Terciário” ganhou *status* de período e continuou sendo empregado, por mais de 100 anos, até que Gradstein & Ogg (2004) adotou oficialmente o termo “Paleogeno” originalmente criado por Hörnes (1853), em substituição a porção inferior do “Período Terciário”, pondo fim ao debate em relação ao emprego formal e definição de limites. O termo provém do neologismo francês *paléocène*, derivado das palavras gregas *palaios* e *kainos*, que pode ser traduzido literalmente como “o mais antigo do recente”.

O Paleogeno corresponde a um Período da Era Cenozóica, Éon Fanerozóico, e está compreendido aproximadamente entre 66,5 e 23.03 milhões de anos (Gradstein & Ogg, 2004; Suguio & Sallun, 2008). Este período sucede o Cretáceo da Era Mesozóica, precede o Neógeno também da Era Cenozóica e está dividido nas épocas Paleoceno, Eoceno e Oligoceno, sendo a primeira, objeto principal deste trabalho, juntamente com os nanofósseis encontrados nesta Época (FIG.9). Parte da Época Cretácica Superior (parte da Idade Maastrichtiano) e da porção inferior da Época Eoceno, também serão abordados nesta tese, dentro do âmbito da definição dos limites com o Paleoceno nos poços estudados.

O clima global durante o Paleogeno mudou do quente e úmido, que predominava na maior parte da era Mesozóica, para um clima frio e seco. Este sendo temporariamente interrompido por um aquecimento global, que ocorreu no Paleoceno-Eoceno, quando a temperatura média dos oceanos aumentou cerca de 6°C em média (Hay, 1996), acompanhado por mudanças nos padrões de circulação

oceânicas, mudanças composicionais abruptas na água dos oceanos, rearranjos continentais, especiações e extinções. As aves se proliferaram, houve o surgimento dos primeiros primatas e pequenos mamíferos passaram a ocupar nichos deixados pela extinção dos dinossauros, assumindo o topo da cadeia alimentar.

Portanto, não há como dissociar a relação desses eventos, com os ocorridos na passagem do Período Cretáceo para o Período Paleogeno (Limite K-Pg).

Período	Época	Eventos
PALEOGENO	OLIGOCENO	23.03 Redução do nível dos oceanos. Resfriamento Global. Predominância de grandes mamíferos. Separação entre a América do Sul e a Antártica. Reorganização e leve rotação dos continentes. 33.9±1
	EOCENO	Elevação de salinidade nos oceanos. Acme global de dinoflagelados <i>Apectodinium</i>. Extinções de várias espécies marinhas bentônicas. Especiação de mamíferos terrestres Alterações na abundância de nanoplâncton. Aumento da temperatura global em 6°C. Excursão isotópica de C e O negativa. 55.8±2 Evento Máximo Termal
	PALEOCENO	Choque da placa indiana com o continente asiático e início da formação do Himalaia. Surgimento dos primeiros primatas Deslocamento da placa indiana em direção ao norte. Diferenciação entre os oceanos Índico e Pacífico. Clima seco. Nível do mar elevado em comparação ao Holoceno. 56.5±3 Limite K/Pg

Figura 9: Relação dos principais eventos ocorridos no Paleogeno (Compilado de Kennett & Stott, 1991; Hay, 1996 e Zachos *et al.*, 1993).

4.2 – PALEOGEOGRAFIA

De um modo geral, é possível afirmar que os maiores contrastes entre o Paleogeno e o Maastrichtiano estão mais evidentes nos padrões de temperatura, circulação oceânica e evolução dos seres vivos, que na configuração paleogeográfica em si.

O cenário tectônico do Paleoceno e Eoceno, apesar de, em grande parte, semelhante aos dias atuais, é na verdade a continuação do processo de fusão continental pós-fragmentação do Gondwana, onde: A Placa Sul-Africana se deslocava a norte em direção a América Central, a Placa da Índia de modo semelhante ao continente Africano, migrava rapidamente em direção ao norte e a Austrália iniciava o processo de afastamento da Antártica (FIG. 10).

No Paleoceno, o nível relativo do mar estava muito elevado comparado ao nível relativo atual, apesar da sedimentação nos oceanos acontecer numa tendência de rebaixamento do nível do mar durante o Daniano e parte do Thanetiano. A Península Arábica, norte da África, o Leste Europeu, a porção nordeste da América do Norte, o Norte da Índia e boa parte do oeste Asiático e do noroeste da América do Sul estariam submersos por mares epicontinentais rasos, porém extensos (FIG.10). A movimentação da placa Indiana em direção à parte sul da Placa da Ásia, iniciada na passagem do Paleoceno para o Eoceno, e a migração da Austrália afastando-se do Pólo Sul, onde se encontrava a Antártica, foram fundamentais nas alterações dos padrões da circulação oceânica. Houve o fechamento de diversas passagens oceânicas, dentre as quais, a Passagem do Himalaia ao Sudeste Asiático, situada entre a Placa da Índia e a Placa da Ásia que levou a interrupção da ligação entre os oceanos Pacífico e Índico (Zachos *et al.*, 1993; Hay, 1996).

Muitos desses eventos seguiram no Eoceno e prosseguem até os dias atuais como a Orogenia do Himalaia e outros se completaram nos períodos geológicos seguintes, como a junção entre as Américas pelo Istmo do Panamá no Plioceno.

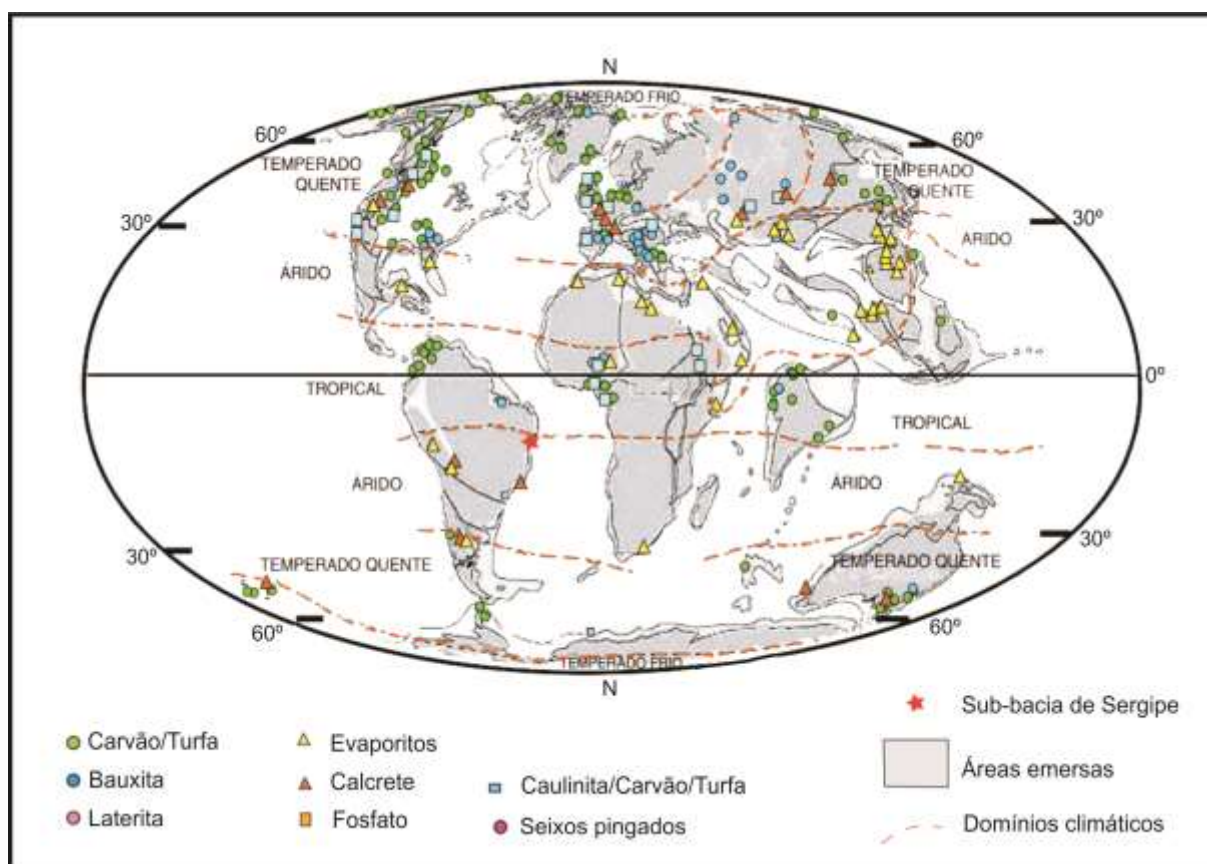


Figura 10: Reconstituição paleogeográfica global durante o Paleoceno. Detalhe para a localização da Sub-bacia de Sergipe nesta época, indicada por uma estrela vermelha (Modificado de Parrish *et al.*, 1982; Golonka *et al.*, 1994; Ferreira, 2004 e Boucot *et al.*, 2013).

CAPÍTULO V

GENERALIDADES DOS NANOFOSSSEIS CALCÁRIOS

5.1 - ABORDAGENS SOBRE O REINO PROTOCTISTA

O Reino Protoctista compreende os micro-organismos eucarióticos e seus descendentes imediatos: todas as algas, com a inclusão das ervas-do-mar (*seaweeds*), mofos-de-água undulipodiados (flagelados), os mofos-de-lodo (*slime molds*), os *slime nets*, os protozoários tradicionais e alguns outros organismos, cujo os membros não são animais, nem plantas, nem fungos, os quais se desenvolvem, respectivamente, de uma blástula, de um embrião e de esporos (Margulis & Schwartz, 2001).

Os protoctistas vivem em ambiente aquático: alguns são marinhos, de água doce, terrestres em solos úmidos e parasitas, ou simbióticos em tecidos úmidos de outros organismos (Margulis & Schwartz, 2001).

Todas as células protoctistas possuem núcleo e outros artefatos caracteristicamente eucarióticos. Vários dos protoctistas fazem fotossíntese, são aeróbios e em alguma etapa do seu ciclo de vida têm undulipódios, com as suas bases de cinetossomo (Margulis & Schwartz, 2001).

Ainda assim, é importante ressaltar a mudança da nomenclatura taxonômica de protista para protoctista, pois desde o século dezanove, a palavra protista, usada de uma maneira formal ou até informalmente, surgiu para denotar organismos unicelulares. Nas últimas duas décadas, a base para a classificação dos organismos unicelulares em separado dos multicelulares se enfraqueceu. A multicelularidade se desenvolve muitas vezes em organismos unicelulares – vários seres multicelulares têm maior grau de parentesco com certos unicelulares do que o são de outros organismos multicelulares (Margulis & Schwartz, 2001).

Várias combinações diferentes de bactérias primitivas deram origem às linhagens modernas e atuais dos protoctistas, as quais podem ser classificadas de acordo com a estrutura de sua organela. O conhecimento que a cada dia cresce sobre a ultra-estrutura, a genética, o ciclo de vida, o desenvolvimento dos padrões, a

organização dos cromossomos, a fisiologia, o metabolismo, a história fóssil e a sistemática molecular de protocistas têm mostrado várias diferenças entre eles e os animais, os fungos e as plantas (Margulis & Schwartz, 2001).

5.2 – A BIOLOGIA DO FILO HAPTOMONADA

As haptomônadas são distinguidas por seus haptonemas, escamas e, em algumas espécies, seus cocólitos. O haptonema é um cordão, frequentemente contorcido, o qual pode ser utilizado como um pedículo com a finalidade de ancorar o protocista de natação livre a um objeto estável. Cada célula possui um haptonema, geralmente na sua parte anterior. Juntamente com o haptonema na região anterior da célula, vão estar os dois undulipódios padrões e, geralmente, um complexo de Golgi membranoso (Margulis & Schwartz, 2001; Thierstein & Young, 2004).

Alguns biólogos marinhos e paleontólogos consideram as haptomônadas planctônicas como dois tipos diferentes de organismos: a) algas douradas com mobilidade (FIG.11), as quais são parecidas com as crisomônadas planctônicas; b) os cocolitoforídeos (FIG.12), cobertos de cocólitos (Raven, 1996). Estudos recentes na área do desenvolvimento e da biologia molecular unificaram as duas visões: as algas douradas do tipo das crisomônadas e as cocolitoforídeas passaram a corresponder aos mesmos organismos em diferentes estágios de suas histórias da vida (Margulis & Schwartz, 2001).

Os cocólitos são estruturas em forma de disco, feitos de carbonato de cálcio, produzidos por cocolitoforídeos, que os carregam como placas de superfície empacotada. Na mudança do estágio de natação livre para o estágio encistado onde ocorre o estágio cocolitoforídeo, os cocólitos se desenvolvem dentro da célula: os cristais de carbonato de cálcio se precipitam em muitas escamas, as quais são feitas de polímeros orgânicos dentro do complexo de Golgi. Os cocólitos gradualmente montados são levados para as fronteiras das células pelos processos de mediação dos microtúbulos. Eles são depositados, em alguns casos com incomum regularidade, na superfície da célula. Os cocólitos que se formam contêm padrões intrínsecos que são de espécies ou gêneros específicos. Os estágios

cocolitoforídeos são frequentemente resistentes, permitindo, assim, tolerância a condições as quais seriam proibitivas às formas de natação e de crescimento das haptomônadas (Margulis & Schwartz, 2001; Thierstein & Young, 2004).

Os cocolitoforídeos são organismos geralmente oligotróficos que se encontram em águas bem estratificadas, com baixo teor de nutrientes, em todas as estações do ano, nas regiões tropicais. Nas regiões temperadas, são vistos apenas no verão, por apresentar estratificação apenas nesta estação (Antunes, 1997).

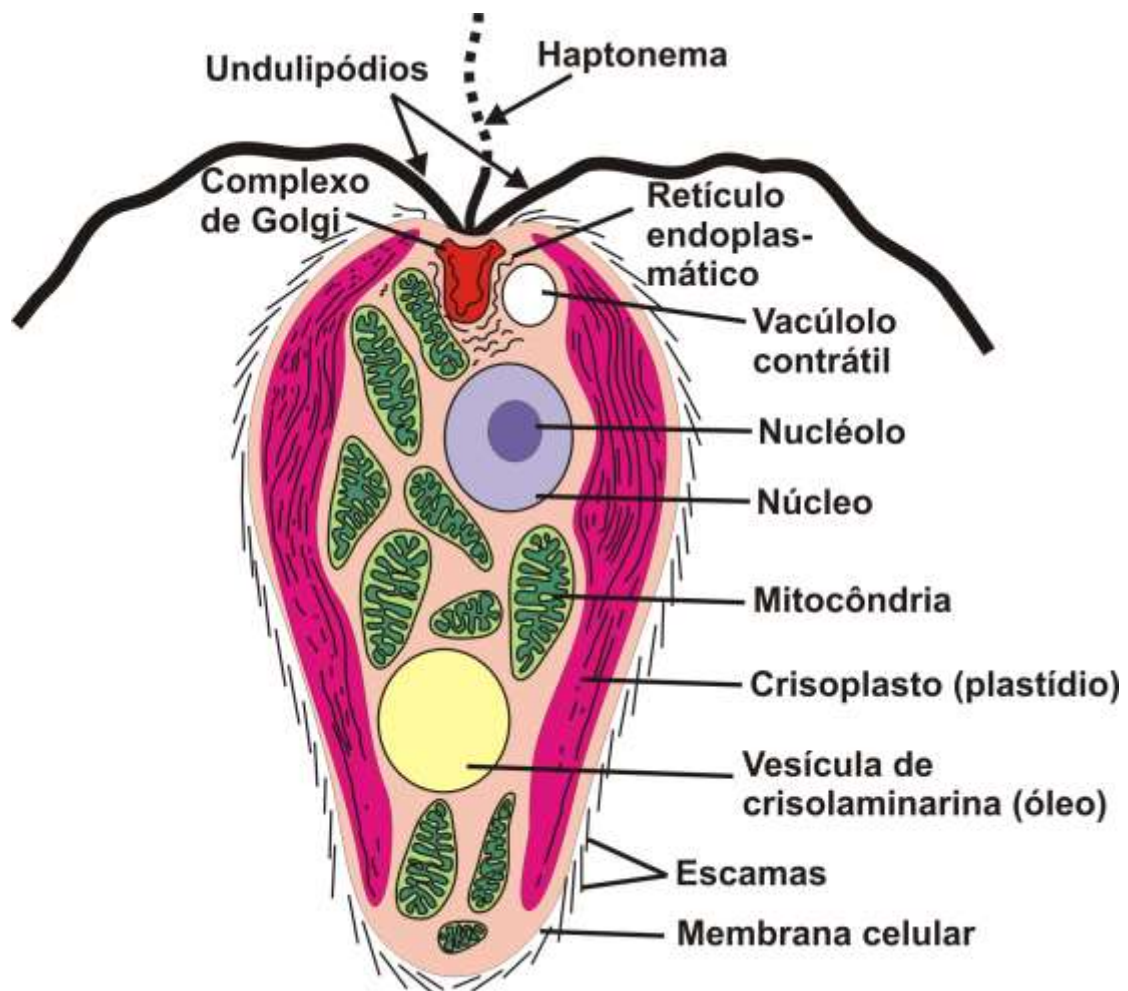


Figura 11: Estruturas celulares de uma haptomônada no estágio de nado livre. Modificado de Margulis & Schwartz (2001).

5.3. – PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DOS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS

Os termos nanofósseis calcários e nanolitos se referem ao conjunto de partículas fósseis de composição carbonática com dimensões inferiores a 50 μm . Este grupo fóssil, exclusivamente marinho, é dividido em duas categorias: a) os cocólitos, cujas características já foram descritas no tópico anterior e b) as formas associadas, que mostram conformação mais variada e se referem tanto às partículas orgânicas taxonomicamente sem definição (*incertae sedis*), quanto àquelas advindas de outros organismos não relacionados necessariamente aos cocolitoforídeos (Antunes, 1998a).



Figura 12: Estrutura externa de um cocolitoforídeo em microscopia eletrônica. Modificado de Cortez (2014).

Devido ao tamanho reduzido, os nanofósseis calcários são encontrados em depósitos sedimentares de granulometria fina, como margas, *mudstones*, folhelhos e argilitos, em grandes profundidades de lâmina d'água, onde as condições hidrodinâmicas favorecem a deposição por processos de decantação.

Os cocólitos variam em relação a sua ornamentação, apresentando barras simples ou duplas, que podem ter o formato de X ou +, hastes, espinhos e perfurações (Antunes, 1997) (FIG.13).

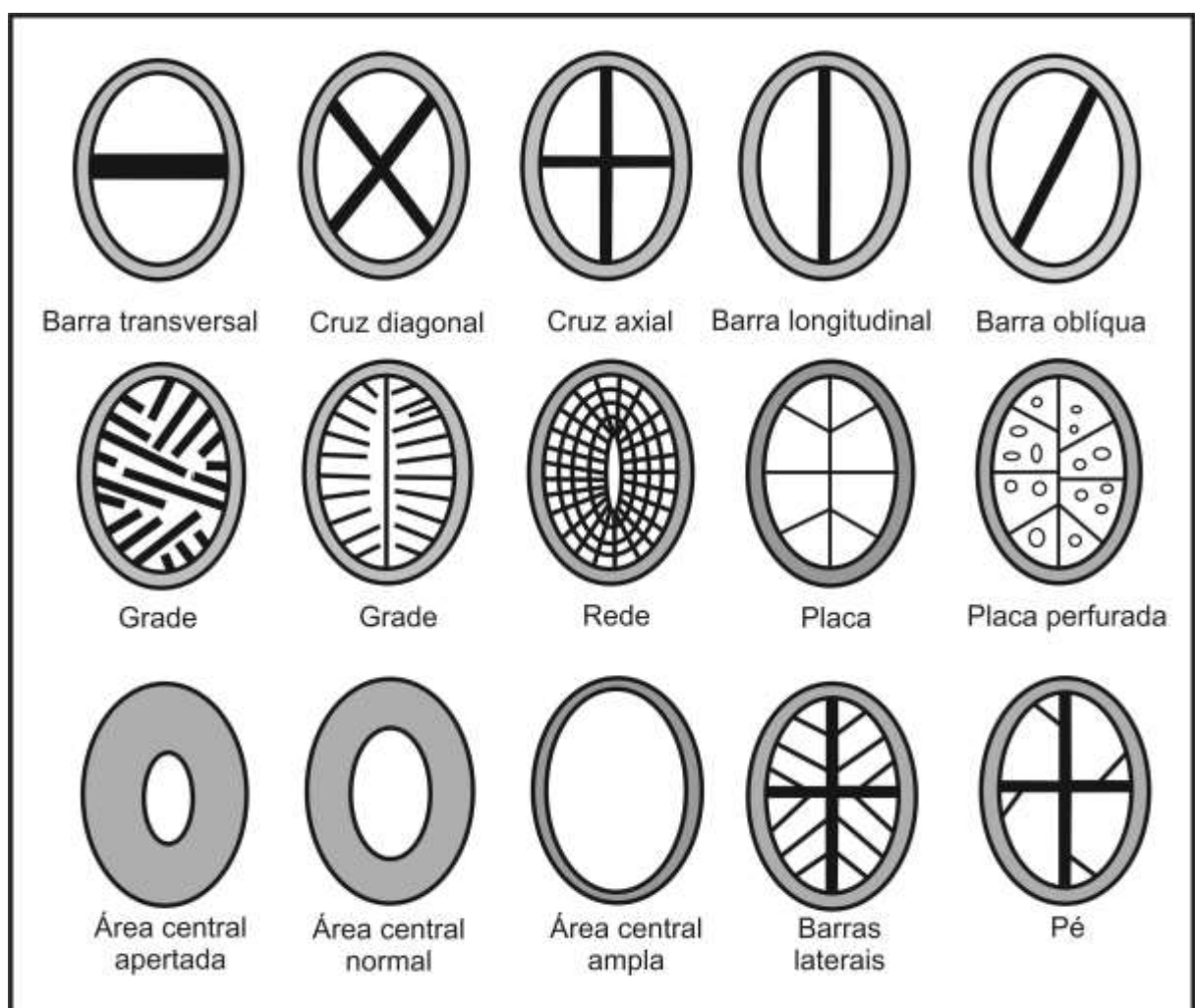


Figura 13: Estruturas da área central (Modificado de Young *et al.*, 1997).

Com relação ao arranjo cristalino, os cocólitos estão divididos em heterococólitos e holococólitos (FIG.14). Os heterococólitos são construídos por cristais que vão diferenciar em forma e dimensões (FIG.15). Já os holococólitos vão se constituir de cristais idênticos, tanto em termos de dimensões quanto em formato. Estes são bem mais frágeis que os heterococólitos e por isso esta característica compromete na sua preservação no registro fóssil (Antunes, 1997).

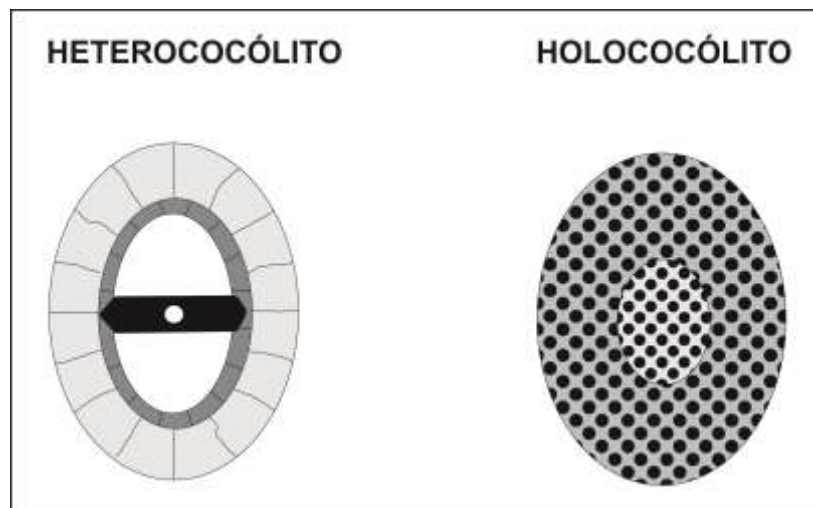


Figura 14: Diferença entre os heterococólitos e holococólitos, com relação ao arranjo cristalino. Modificado de Panera (2010).

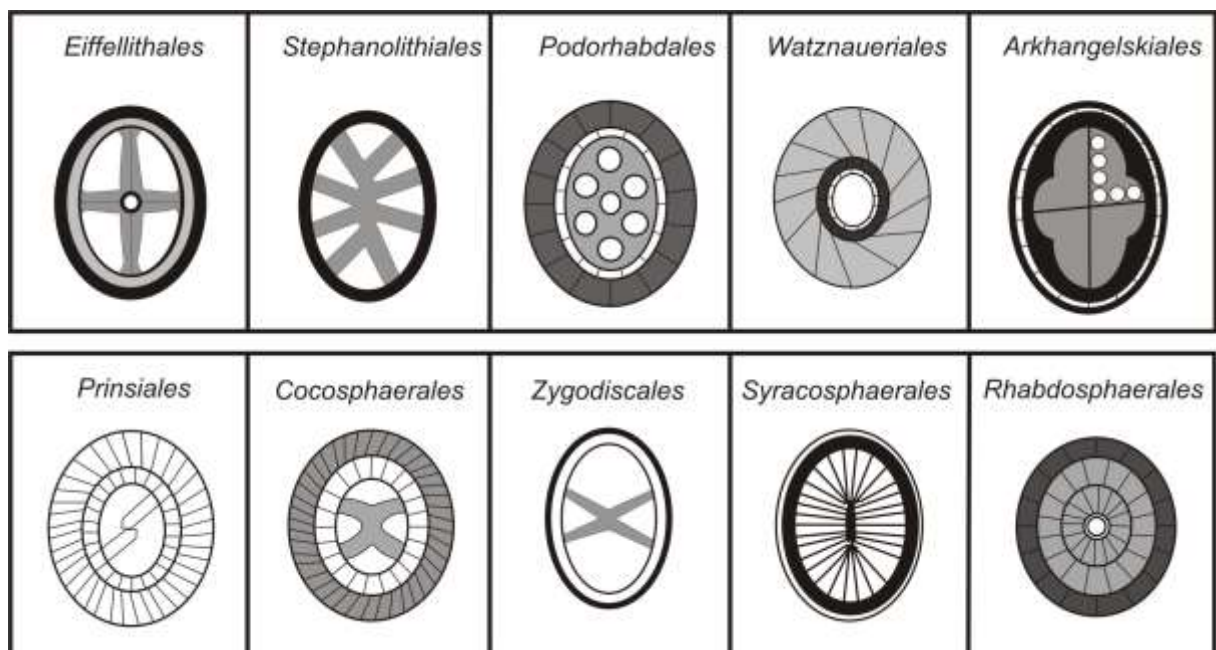


Figura 15: A classificação taxonômica dos heterococólitos de acordo com a sua ordem e morfologia. Modificado de Bown (1998).

De acordo com a sua forma, os heterococólitos estão subdivididos em murolitos, que têm a borda elevada, porém os escudos não são desenvolvidos; os placolitos, que são os que possuem dois ou mais escudos bem desenvolvidos; os planolitos, que são planos e possuem borda não elevada (FIG.16) (Bown, 1998).

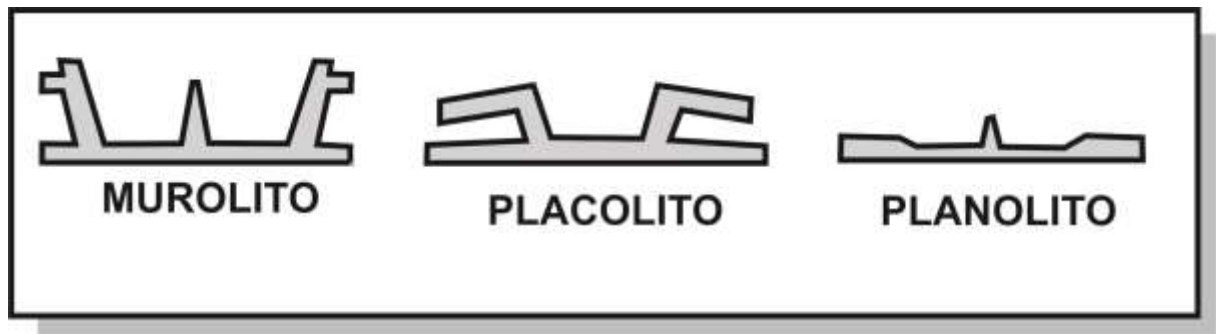


Figura 16: Subdivisão das formas dos heterococólitos. Modificado de Bown (1998).

O termo nanoplâncton calcário é também usado para determinar este agregado de corpúsculos orgânicos. No entanto, esta expressão é aplicada tanto com referência às formas viventes, quanto fósseis (Antunes, 1998a).

Segundo Brand (1994), os nanofósseis calcários são os maiores produtores de sedimentos calcários. Cerca de 80% do carbonato sedimentado nos mares, por ano, é na forma de carbonato de cálcio de origem biológica. Desta porcentagem, 20% a 40% advêm dos cocolitoforídeos. Diante disto, eles podem ser considerados, atualmente, os principais transferidores de dióxido de carbono da atmosfera para o fundo oceânico (Antunes, 1997). No caso dos argilitos paleocênicos dos poços estudados na Sub-bacia de Sergipe, o valor modal de carbonato relacionado aos nanofósseis calcários gira em torno de 10% da composição total da rocha, podendo superar os 40% (APÊNDICE F, G, H, I e J).

Os cocolitoforídeos têm produzido grandes quantidades de carbonato de cálcio, contribuindo para os depósitos de giz no mundo. Ainda assim, eles servem como marcadores estratigráficos. Vários morfotipos de espécies fósseis têm sido estudados pelos geólogos (Margulis & Schwartz, 2001).

5.3.1 - A Origem e Evolução dos Nanofósseis Calcários

Os nanofósseis calcários originaram-se após a extinção de vários grupos de organismos no final do Paleozóico. Eles surgiram no Triássico Superior (Antunes & Melo, 2001) na região do mar de Tétis, após um período de intensa precipitação de sal (Perch-Nielsen, 1986a). No Brasil, eles se instalaram no Albiano (Antunes, 1997) (FIG.17).

Segundo Houghton (1991), os primeiros nanofósseis triássicos foram *Prinsiosphaera triassica*, *Schizosphaerella punctulata*, *Eoconusphaera z lambachensis*, e os primeiros cocólitos típicos foram *Archaeozygodiscus koessensis* e *Crucirhabdus minutos*, registrados em depósitos do Noriano.

A nanoflora se diversificou no Eo e Mesojurássico, pois os nanofósseis colonizaram todos os mares, sendo registrados por todo o Tétis e adjacências (Bown *et al.*, 1992). Houve um pequeno declínio de espécies próximo ao final do Jurássico, retomando uma nova especiação no Titoniano ao início do Cretáceo, onde coincidiu com os primeiros registros de vasas de nanofósseis (Perch-Nielsen, 1986a).

A especiação dos nanofósseis aumentou em todo o Cretáceo, registrando, no final deste período, a maior extinção que ocorreu neste grupo relacionada ao limite Cretáceo-Paleogeno (Albertão, 1993; Andrade, 2010; Andrade *et al.*, 2010).

A diversificação global do nanoplâncton voltou a se restabelecer até o Meso-Eoceno, diminuindo no Oligoceno e voltando a diversificação no Mioceno, sendo que, na porção terminal desta época, houve um declínio. Segundo Bown *et al.* (1992), o clima influenciou na variação do número de espécies ao longo do Cenozóico. A diversidade foi maior em climas mais quentes, diminuindo nos períodos mais frios.

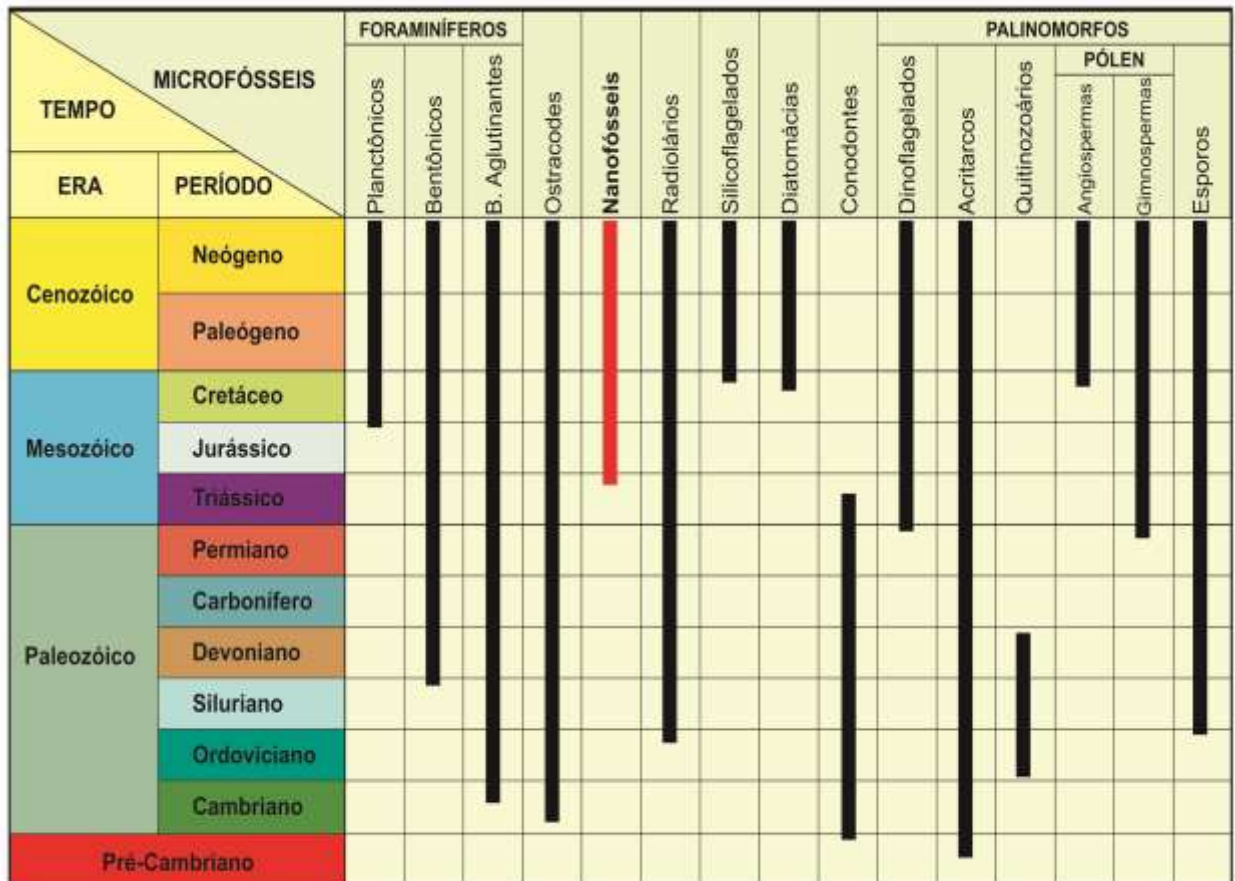


Figura 17: Distribuição cronoestratigráfica dos microfósseis no registro geológico. Destaque para os nanofósseis calcários. Modificado de Antunes & Melo (2001).

5.3.2 – A Bioestratigrafia e os Nanofósseis

Os nanofósseis calcários representam uma excelente ferramenta bioestratigráfica devido à sua abundância, ampla distribuição geográfica e rápida especiação, resultando em biozonas com amplitude plenamente adequadas ao entendimento de sistemas petrolíferos. A preparação das lâminas para análise é simples, de baixo custo e necessita de pouca quantidade de sedimento, o que a torna ágil, facilitando a interpretação do resultado.

O trabalho de Bramlette & Riedel (1954) demonstrou claramente a utilidade dos nanofósseis calcários em bioestratigrafia e, mais tarde, Stradner (1963) realizou o primeiro zoneamento do Mesozóico baseado neste grupo de microfósseis. Com o início do *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), diferentes trabalhos na Europa e nos

Estados Unidos e, posteriormente, o *Ocean Drilling Program* (ODP), contribuíram para a bioestratigrafia dos nanofósseis calcários e demonstraram para toda a comunidade científica a consolidação de um método que permite a construção de arcabouços bioestratigráficos de alta resolução (Panera, 2010).

Posteriormente, vários trabalhos internacionais propuseram zoneamentos bioestratigráficos com base nos nanofósseis calcários. Sissingh (1977) propôs 26 zonas do Berriasiano (CC1) ao Maastrichtiano (CC26). Roth (1978) propôs 23 zonas também do Berriasiano (NC1) ao Maastrichtiano (NC23). Perch-Nielsen (1985) adaptou o arcabouço de Sissingh (1977) detalhando o Campaniano e o Maastrichtiano. Burnett (1998) sugeriu 48 zonas para o Jurássico Superior/ Cretáceo Inferior (NJ18), Cretáceo Inferior (BC27) e Cretáceo Superior (UC1 e UC20).

Os autores Martini (1971), Okada & Bukry (1980) e Varol (1998), dentre outros, propuseram arcabouços bioestratigráficos internacionais para o Paleoceno. Estes arcabouços servem de base para estudos de correlação de zoneamentos bioestratigráficos (FIG.18).

Para as bacias marginais brasileiras, Troelsen & Quadros (1971) sugeriram o primeiro arcabouço para nanofósseis do Aptiano ao Mioceno. No Cretáceo, foram propostas cinco zonas para o Aptiano Superior/Albiano Inferior (*Nannoconus truitti*), Turoniano/ Santoniano (*Lithastrinus grillii*), Campaniano (*Broinsonia parca*), Campaniano/Maastrichtiano (*Tetralithus nitidus trifidus*) e Maastrichtiano (*Arkhangelskiella cymbiformis*) (Guerra & Tokutake, 2011).

Freitas (1984), em estudos de poços da Bacia de Sergipe-Alagoas, sugeriu a formalização da Zona *Eiffellithus eximius* de Bukry & Bramlette (1970) para margem continental do Brasil. Beurlen *et al.* (1987), para esta mesma bacia, sugeriram para o Aptiano Superior/ Albiano Inferior a Zona *Nannoconnus quadriangulus apertus*.

Antunes (1997), Oliveira (1997), Oliveira & Costa (1997) e Antunes *et al.* (2004), em seus trabalhos, estabeleceram o zoneamento bioestratigráfico mais completo para nanofósseis calcários, referentes às bacias da margem brasileira, para o Cretáceo (FIG.19).

Para o Paleoceno Superior, Quadros & Gomide (1972), por meio dos nanofósseis calcários, estabeleceram as zonas *Discoaster multiradiatus* em estudos obtidos através das análises em poços exploratórios da Petrobras e elaboraram um arcabouço bioestratigráfico para as bacias marginais brasileiras. Com o aprimoramento das pesquisas, este arcabouço pôde ser correlacionado por autores, como Antunes (1997) (FIG. 19).

CAPÍTULO VI

TAXONOMIA DOS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS NO PALEOCENO DA SUB-BACIA DE SERGIPE

6.1 – CONSIDERAÇÕES GERAIS

A taxonomia define grupos de organismos biológicos, tendo como referência as suas características semelhantes e dá nomes a esses grupos. Os táxons/taxa são agregados em categorias hierárquicas. O sistema de classificação dos seres vivos mais conhecido foi proposto por Carl Linnaeus em meados do século XVIII. Ele criou o sistema binomial para nomear organismos. Linnaeus acreditava que cada ser vivo correspondia, de forma mais ou menos próxima, a um modelo ideal e que classificando todos os seres vivos, ele estaria revelando o grande padrão da criação (Raven *et al.*, 1996).

Este ramo da Biologia é muito importante na elaboração de inventários e descrições sobre a biodiversidade do planeta. A nomeação e publicação de taxa seguem um conjunto de regras pelo Código Internacional de Nomenclatura que são utilizados no sistema de classificação dos seres vivos (Raven *et al.*, 1996), fornecendo os princípios e métodos para classificar os organismos em espécies e os princípios para a classificação de taxa em mais taxa. As próprias nomenclaturas são produtos da taxonomia (Ereshefsky, 2007).

Uma vez que ainda existem poucas publicações enfatizando o Paleoceno, em grande parte devido ao tamanho diminuto e dificuldades na diferenciação dos nanofósseis, será abordado, neste capítulo, um estudo taxonômico das 67 espécies identificadas para o Paleoceno da Sub-bacia de Sergipe com o intuito de tecer um comparativo entre as espécies locais a nível global, catalogar e contribuir como roteiro para a datação bioestratigráfica para este intervalo de tempo.

6.2 – CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA

A identificação das espécies, para o Paleoceno da Sub-bacia de Sergipe, teve como base os trabalhos de Perch-Nielsen (1985) e Bown (1998). A organização adotada seguiu a sistemática e critérios taxonômicos propostos pelo modelo de Young & Bown (1997), utilizando os seguintes táxons: Filo, Classe, Ordem, Família, Gênero e Espécie.

Reino PROTOCTISTA Margulis & Schwartz, 2001

Filo HAPTOPHYTA Hibberd ex Edvardsen e Eikrem em Edvardsen *et al.*, 2000

Classe COCCOLITHOPHYCEAE Rothmaler, 1951

Subclasse PRYMNESIOPHYCIDAE Cavalier-Smith, 1986

6.2.1 – Heterococólitos

Ordem EIFFELLITHALES Rood, Hay & Barnard, 1971

São cocólitos do tipo murolitos com um escudo distal/externo composto por elementos imbricados. A terminologia loxolito é aplicada a estrutura do anel externo.

Família CHIASTOZYGACEAE Rood, Hay & Barnard, 1973 emend. Varol & Girgis, 1994

Possuem um desenvolvimento variável do escudo proximal e uma área coberta por barras em formato de cruz de disposição axial, não axial ou diagonal.

Gênero *Placozygus* Hoffman, 1970

Possuem uma barra transversal no centro do cocólito. O seu escudo distal é um pouco imbricado.

Placozygus sigmoides (Bramlette & Sullivan, 1961) Romein, 1979

Estampa1A

1961. *Zygodiscus sigmoides* Bramlette & Sullivan, p. 149. est. 4, figs. 11a-e.

1979. *Placozygus sigmoides* (Bramlette & Sullivan) Romein, p. 117, est. 1, fig. 8.

1985. *Placozygus sigmoides* (Bramlette & Sullivan) Romein. Perch-Nielsen, p. 531, fig. 80.24; p. 532, est. 80, figs. 23-24; est. 81, figs. 1-2.
1987. *Placozygus sigmoides* (Bramlette & Sullivan) Romein. Angelozzi, p. 303-304, est. 2, fig. 1.
1995. *Placozygus sigmoides* (Bramlette & Sullivan) Romein. Concheyro, p. 64-65, est. 1, fig. 8; est. 2, fig. 12; est. 4, figs. 1-6, est. 8, fig. 7; est. 13, figs. 14-16; est. 14, figs. 11-12.
1996. *Placozygus sigmoides* (Bramlette & Sullivan) Romein. Concheyro & Villa, est. 1, fig. 13.
1997. *Zeugrhabdotus sigmoides* (Bramlette & Sullivan) Romein. Bown & Young, p. 22.
1998. *Zeugrhabdotus sigmoides* (Bramlette & Sullivan) Romein. Burnett, p. 169, est. 6.2, fig. 29c.
1999. *Placozygus sigmoides* (Bramlette & Sullivan) Romein. Varol, est. 7.3, fig. 3.
2006. *Placozygus sigmoides* (Bramlette & Sullivan) Romein. Pérez Panera & Angelozzi, est. 1, fig. p.

Descrição: Este nanofóssil apresenta forma ovalada, com birrefringência que varia de baixa a média. Possui uma ornamentação central que assemelha-se a uma barra/ponte, sendo que pode apresentar um relevo baixo a médio. Normalmente o seu tamanho é grande, variando de 8 a 10,12 micras, porém alguns exemplares vistos neste trabalho apresentaram um tamanho médio.

Amplitude estratigráfica: Cretáceo Superior ao Paleoceno (Burnett, 1998; Pérez Panera & Angelozzi, 2006).

Discussão: O holótipo de *Placozygus sigmoides* foi descrito por Bramlette & Sullivan (1961). Segundo os autores, este nanolito apresenta uma borda curta e com relevo baixo. Possui uma placa basal e se estende a partir das bordas uma barra transversal. Esta característica não diverge dos outros autores que descreveram este nanofóssil, assim como neste trabalho. Apenas foram aperfeiçoando, a fim de facilitar a identificação da espécie. Costa (1992) corroborou o ponto de vista de Romein (1979), seguindo os critérios da natureza da placa central, que é sempre vestigial e com cor de interferência mais elevada que a da margem, conformação da barra e configuração da linha de extinção, ocupando o limite margem/placa central. Panera (2010) acrescenta que para a Bacia Austral na Argentina, *P. sigmoides* é a única espécie sobrevivente do evento de extinção Cretáceo/Paleógeno e que Varol (1999) a utiliza como marcador da subzona NNTp1B do Daniano.

Distribuição geográfica: Segundo Bramlette & Sullivan (1961) esta espécie ocorre na Formação Nanafalia do Alabama e é comum no Sul de Gan, França e na

Dinamarca. *Placozygus sigmoides* também ocorre na Bacia do Espírito Santo, conforme Antunes (1990) e Costa (1992), na Bacia Austral (Panera, 2010) e na Sub-bacia de Sergipe (nesta tese).

Gênero *Neocrepidolithus* Romein, 1979

Possui uma borda alta com uma área central estreita, ou quase fechada.

Neocrepidolithus grandiculus Bown, 2005a

Estampa 1B

2005a. *Neocrepidolithus grandiculus* Bown, p.30, est.11, figs. 4-6.

Descrição: Murolito médio a grande, com borda larga e uma estreita área central. A largura da área central é variável, geralmente, é em torno da largura da borda, porém, pode ser mais estreita ou fechada. A sua birrefringência pode variar de média a alta. Podem ser encontrados exemplares com tamanho de 5,51 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Bown, 2005a).

Discussão: Bown (2005a) informa que a espécie *Neocrepidolithus grandiculus* assemelha-se a morfologia da espécie *Crepidolithus crassus* e distingue-se dos outros *Neocrepidolithus* do Paleogeno pelo tamanho largo. Observou-se neste trabalho que *Neocrepidolithus grandiculus* difere das outras espécies de *Neocrepidolithus* por apresentar uma maior abertura central.

Distribuição geográfica: Kwamatola, Tanzania (Bown, 2005a) e na Sub-bacia de Sergipe (nesta tese).

Ordem ZYGODISCALES Young & Bown 1997

Murolitos e descendentes modificados que possuem uma borda externa mostrando uma imbricação anti-horária e uma borda interna mostrando imbricação horária. Estruturas da área central incluem barras transversais, cruzeiros diagonais e placas perfuradas, porém sem espinhos.

Família ZYGODISCACEAE Hay & Mohler, 1967

Borda formada por unidades V e R bem desenvolvidas. Estas unidades têm direções de imbricações opostas.

Gênero *Lophodolithus* Deflandre in Deflandre & Fert, 1954

São assimétricos, frequentemente, com barras disjuntas.

Lophodolithus nascens Bramlette & Sullivan, 1961

Estampa 1C

1961 *Lophodolithus nascens* Bramlette & Sullivan, p. 145, est. 4, figs. 7a-c, 8a-c.

1985 *Lophodolithus nascens* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 527; figs. 80.12, 13; 81.9.

1990 *Lophodolithus nascens* (Bramlette & Sullivan), Aubry, p. 28; figs.6-16.

1992 *Lophodolithus nascens* (Bramlette & Sullivan), Costa, p. 48.

Descrição: Cocólito com uma borda relativamente fina, que vai tornando-se um pouco mais larga na parte superior, onde se forma uma flange. Esta espécie, geralmente, é mais larga do que as outras. A abertura central é atravessada por uma barra. Sua birrefringência varia de baixa a alta. Pode-se apresentar um relevo baixo a médio e um tamanho grande a muito grande, que varia de 8 a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Médio (Perch-Nielsen, 1985).

Discussão: Costa (1992) informa que esta espécie difere da espécie *Lophodolithus mochlophorus* por apresentar flange pouco desenvolvida, representada entre polarizadores cruzados apenas por uma aura luminosa em uma das extremidades do nanolito, uma forma elíptica ligeiramente assimétrica e aberturas equidimensionais circunjascentes à placa central. *Lophodolithus nascens*, assim como apresentado por Costa (1992), pode se diferenciar de *Lophodolithus mochlophorus* pela sua flange pouco desenvolvida, já que *Lophodolithus mochlophorus* apresenta uma flange bastante acentuada e visível à luz polarizada e natural. *Lophodolithus nascens* comparada às outras espécies de *Lophodolithus* apresenta um tamanho maior e abertura central mais larga.

Distribuição geográfica: Formação Lodo (Califórnia) (Aubry,1990), Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992) e na Sub-bacia de Sergipe (nesta tese).

Gênero *Neochiastozygus* Perch-Nielsen, 1971

Possui cruz assimétrica na sua área central.

Neochiastozygus chiastus (Bramlette & Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1971

Estampa 1D

1961 *Zycolithus chiastus* Bramlette & Sullivan, p. 149, est. 6, figs.1a-d, 2a-b, 3a-b.

1971 *Neochiastozygus chiastus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 58; est. 4, fig. 5; est. 7, figs. 13,15.

1985 *Neochiastozygus chiastus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 530, figs. 78.35-37, 79.

1992 *Neochiastozygus chiastus* (Bramlette & Sullivan), Costa, p. 49.

1999 *Neochiastozygusb chiastus* (Bramlette & Sullivan), Aubry, p. 27, figs-114-125.

Descrição: Espécie com uma borda fina e área central aberta atravessada por duas barras retas, que se cruzam para formar uma estrutura em forma de X. Estas barras formam um ângulo mais aberto, no entanto, são mais espaçadas que na espécie *Neochiastozygus junctus*. Possui birrefringência e relevo baixo a médio. Seu tamanho pode variar de 5 a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Antunes, 1990).

Discussão: Perch-Nilsen (1985) comenta que pelo menos duas das quatro barras da cruz central de *N. chiastus* são curvas e que esta característica estrutural dá origem ao nome da espécie. Costa (1992), assim como neste trabalho, relata que *N. chiastus* distingue-se de *N. junctus* no X relativamente mais largo na sua área central.

Distribuição geográfica: Segundo Bramlette & Sullivan (1961), esta espécie ocorre na Formação Nanafalia do Alabama; na Inglaterra; na Dinamarca e no sul de Gan, França. Ela ocorre também na Formação Lodo, Califórnia (Aubry, 1999). Nas bacias da margem leste brasileira, a espécie em questão foi reconhecida na Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992) e na Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Neochiastozygus distentus (Bramlette & Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1971

Estampa 1E

1961 *Zycolithus distentus* Bramlette & Sullivan, p. 150; est. 6, figs-4a-c, 5, 6a-d, 7.

1971 *Neochiastozygus distentus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 61; est. 4, figs. 1-4; est. 7, figs. 1-3.

1985 *Neochiastozygus distentus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 530, figs. 78.24-26, 79.

1999 *Neochiastozygus distentus* (Bramlette & Sullivan), Aubry, p.27, figs.79-113.

Descrição: Espécies com borda bastante espessa, que se estendem sobre a maior parte da zona central. Possui uma pequena abertura no centro, onde se encontra uma estrutura em forma de cruz. Esta cruz se apresenta de forma bem sutil. Sua birrefringência varia de média a alta e o tamanho entre 5 a 15,5 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985; Aubry, 1999).

Discussão: As características descritas por Bramlette & Sullivan (1961), que propuseram o holótipo, identificam-se às apresentadas neste trabalho. Porém, para a identificação de *N. distentus*, as imagens observadas em Bown (2005a) foram determinantes. *N. distentus* comparada às outras espécies de *Neochiastozygus* apresenta uma parte externa robusta com birrefringência alta. *N. junctus* também apresenta uma borda externa com birrefringência alta, porém sua borda é mais fina quando comparada a *N. distentus*.

Distribuição geográfica: Esta espécie ocorre na Formação Bashi; na Formação Nanafalia do Alabama; no sul de Gan, França (Bramlette & Sullivan, 1961); na Formação Lodo, Califórnia (Aubry, 1999); na Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Neochiastozygus eosapes Perch-Nielsen, 1981

Estampas 1F e 1G

1981 *Neochiastozygus eosapes* Perch-Nielsen, p. 837, est. 5, figs. 9-13.

1985 *Neochiastozygus eosapes* (Perch-Nielsen), Perch-Nielsen, p. 530, figs. 78.45-46, 79.

1987 *Neochiastozygus eosapes* (Perch-Nielsen), Van Heck & Prins, p. 290, est. 1, figs. 20,21, fig.texto 12.

1999 *Neochiastozygus eosapes* (Perch-Nielsen), Aubry, p. 21, figs. 50-56.

Descrição: São cocólitos pequenos que possuem uma forma alongada e elíptica. A parede exterior possui elementos verticais, bem visualizados ao microscópio eletrônico. A parede interna é pouco desenvolvida e possui em sua área central um

X assimétrico, formado por uma barra menor e outra maior. A birrefringência e relevo nesta espécie variam de baixo a médio, e o tamanho de 3 a 9,84 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Discussão: Segundo Perch-Nielsen (1985), as espécies *N. imbriei*, *N. eosapes* e *N. saepes*, em polarizadores cruzados, apresentam o mesmo padrão de extinção das paredes. Aubry (1999) acrescenta que as espécies de *N. eosapes* muitas vezes mostram um contorno pouco irregular, mas é geralmente menos longo-elíptica que as espécies mais jovens de *N. saepes*. Neste trabalho, observou-se que o X situado na área central de *Neochiastozygus eosapes* é mais acentuado comparado ao X de *Neochiastozygus imbriei*.

Distribuição geográfica: Ocorre no Daniano na Dinamarca, na área do Mar Norte e no Daniano do Atlântico Sul (Perch-Nielsen, 1981; Aubry, 1999). A espécie em questão também foi reconhecida na Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Neochiastozygus imbriei Haq & Lohmann, 1976

Estampa 1H

1976 *Neochiastozygus imbriei* Haq & Lohmann, p. 183, est. 4, fig. 3.

1985 *Neochiastozygus imbriei* (Haq & Lohmann), Perch-Nielsen, p. 530, figs. 78.40-41; 79.

1992 *Neochiastozygus imbriei* (Haq & Lohmann), Costa, p. 97.

1999 *Neochiastozygus imbriei* (Haq & Lohmann), Aubry, p. 21, figs. 42-49.

2010 *Neochiastozygus imbriei* (Haq & Lohmann), Bown, p. 19, est. 5, figs. 11-14.

Descrição: Nanolito elíptico que apresenta um X na área central. As barras, que compõem o X na área central, desta espécie, são relativamente retas. Este nanolito apresenta um formato um pouco alongado e sua borda possui birrefringência mais elevada que o X central. O tamanho normalmente varia de 5 a 10,76 micras, podendo apresentar exemplares maiores que este valor.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985; Bown, 2010).

Discussão: Haq & Lohmann (1976) mencionam que a ornamentação situada na área central de *N. imbriei* provém de uma cruz. No entanto, quando se observa a ilustração deste nanolito visto ao microscópio eletrônico, verifica-se um X ao invés de uma cruz. Estes autores não registraram o nanolito ao microscópio óptico. Neste

trabalho, observou-se que a cruz central de *N. imbriei* é relativamente reta. Perch-Nielsen (1985) difere a espécie em estudo de *N. eosapes* e de *N. saepes* pela sua menor largura e pelas barras que compõem o X da área central. Costa (1992) diferencia *N. imbriei* de *N. primitivus* por apresentar maior tamanho, formato elíptico relativamente mais alongado e na conformação mais aberta da ornamentação central. Esta diferença entre estas duas espécies também pode ser observada neste trabalho.

Distribuição geográfica: Golfo do México (Haq & Lohmann, 1976), Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Neochiastozygus junctus (Bramlette & Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1971

Estampa 1I

1961 *Zygotholus junctus* Bramlette & Sullivan, p. 150; est. 6, figs-11a-b.
1971 *Neochiastozygus junctus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 61; est. 4, figs. 7,8; est. 7, figs. 18,19.

1985 *Neochiastozygus junctus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 530, figs. 78.31-32, 79.

1992 *Neochiastozygus junctus* (Bramlette & Sullivan), Costa, p.50.

1995 *Neochiastozygus junctus* (Bramlette & Sullivan), Bralower e Mutterlose, p.58, est. 11, figs. 13-18.

1999 *Neochiastozygus junctus* (Bramlette & Sullivan), Aubry, p.17, figs-10-15.

Descrição: Espécie com uma borda relativamente fina e possui uma abertura central, onde é atravessada por uma estrutura em formato de X, onde as barras que se cruzam formam um ângulo muito pequeno. Possuem birrefringência e relevo médio a alto. Seu tamanho varia de 8 a 10,07 micras, algumas vezes apresentando exemplares maiores que este valor.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985; Bown, 2005a).

Discussão: Costa (1992) acrescenta que *N. junctus*, comparada aos demais nanolitos do gênero, difere no maior tamanho do nanolito e no X tipicamente estreito de sua área central. Neste trabalho, foram observadas estas características na espécie em questão, além da borda relativamente fina, que assemelha-se a algumas espécies do gênero *Neochiastozygus*.

Distribuição geográfica: Formação Lodo, Califórnia; Alabama (Aubry, 1999); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Neochiastozygus perfectus Perch-Nielsen, 1971

Estampa 1J

1971 *Neochiastozygus perfectus* Perch-Nielsen, p. 63, est. 6, figs. 1, 2; est. 7, figs. 24, 25.

1985 *Neochiastozygus perfectus* (Perch-Nielsen), Perch-Nielsen, p. 530; figs. 78.27, 28; 79.

1987 *Neochiastozygus perfectus* (Perch-Nielsen), van Heck & Prins, p. 291, est. 1, fig. 19; fig. Texto 13c.

1992 *Neochiastozygus perfectus* (Perch-Nielsen), Costa, p. 50.

1999 *Neochiastozygus perfectus* (Perch-Nielsen), Aubry, p. 17, figs. 1-9.

Descrição: Este nanolito possui um formato ovalado e uma área central aberta, apresentando duas barras retas que se cruzam e dão forma a um X. Observa-se na borda uma cor de interferência intensa, enquanto que se torna mais tênue na ornamentação central. Seu tamanho é pequeno a médio (6,27 micras), podendo alguns exemplares chegar a 8 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Perch-Nielsen, 1985; van Heck & Prins, 1987; Costa, 1992).

Discussão: Costa (1992) difere *N. perfectus* de *N. junctus* pelo seu menor tamanho. Este autor menciona a difícil distinção da espécie em questão de *N. chiastus*, porém ressalta as barras retas, cruzadas em X de conformação assimétrica e estreita, providas de projeções terminais pouco distintas, presentes em *N. perfectus*. Pode-se observar, neste trabalho, que *N. perfectus* comparada as espécies *N. junctus* e *N. chiastus* apresenta borda mais fina. Comparada à *N. junctus*, as barras que compõe o X da área central de *N. perfectus* formam um ângulo maior.

Distribuição geográfica: Dinamarca (Aubry, 1999); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Neochiastozygus primitivus Perch-Nielsen, 1981

Estampas 1K e 1L

1981 *Neochiastozygus primitivus* Perch-Nielsen, p.838, est. 5, figs. 1-7.

1985 *Neochiastozygus primitivus* (Perch-Nielsen), Perch-Nielsen, p. 530, fig. 78.52, 53; 79.

1992 *Neochiastozygus primitivus* (Perch-Nielsen), Costa, p. 99.

1999 *Neochiastozygus primitivus* (Perch-Nielsen), Aubry, p.21, figs. 22-35.

Descrição: São cocólitos pequenos, elípticos, com uma parede externa bem desenvolvida de elementos inclinados. A cruz central não está alinhada com os eixos e contém uma longa e curta barra. A birrefringência e o relevo variam de baixo a médio. O seu tamanho varia de 3 a 8 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985; Costa, 1992).

Discussão: Perch-Nielsen (1981) retrata *N. primitivus* como provavelmente o representante mais antigo do Terciário do gênero *Neochiastozygus*: a parede interna evolui durante a zona NP2 e possui por volta de 5 micras de comprimento. Neste trabalho foram observados exemplares com 3,91 micras e pode-se diferenciar o *N. primitivus* de *N. imbriei* pelo seu menor tamanho e formato elíptico menos alongado.

Distribuição geográfica: Dinamarca, Tunísia, Atlântico Sul (Aubry, 1999), Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Neochiastozygus sp.1

Estampas 1M, 1N e 1O

Descrição: Este nanofóssil apresenta um formato ovalado, onde, pode-se observar na sua borda externa linhas de extinção. Internamente, há uma estrutura, melhor observada em um ângulo de quase 45°, que lembra um asterisco. Neste ângulo, estas linhas de extinção se encontram duas transversais e duas paralelas ao eixo da espécie. À medida em que se aumenta o ângulo, esta estrutura interna vai dando forma a uma cruz. Em 90°, somente fica visível quatro pontos: dois nas bordas superiores e dois nas inferiores do nanofóssil. A margem externa possui uma birrefringência média, assim como a estrutura interior desta espécie. O seu tamanho é pequeno, não ultrapassando 5 micras.

Amplitude estratigráfica: Esta espécie, neste trabalho, restringiu-se ao Paleoceno Superior, na zona N-350 de Antunes (1997), sendo este intervalo biocronoestratigráfico correlacionável às biozonas NP8 e NP9 de Martini (1971).

Discussão: *Neochiastozygus* sp.1 difere das outras espécies deste gênero por apresentar uma estrutura em forma de X, quase simétrico, em 90°. À medida que o ângulo diminui, a estrutura interna relembra um asterisco e, em 45°, uma cruz. Comumente, os *Neochiastozygus* apresentam X assimétrico. Externamente, a borda de *Neochiastozygus* sp.1 é menos robusta do que as bordas observadas nas espécies de *Neochiastozygus*, exceto, *N. denticulatus*, *N. primitivus*, *N. pusillus* e *N. tenansa* que assemelham-se a da espécie em questão. *Neochiastozygus* sp.1 pode ser considerada uma nova espécie.

Distribuição geográfica: Formação Calumbi da Sub-bacia de Sergipe, nordeste do Brasil.

Gênero *Zygodiscus* Bramlette & Sullivan, 1961

Os representantes deste gênero são simétricos com barras disjuntas.

Zygodiscus herlynii Sullivan, 1964

Estampas 1P e 1Q

- 1964 *Zygodiscus herlyni* Sullivan, p.186, est. 6, fgs. 1a-d, 2, 3.
1985 *Zygodiscus herlyni* (Sullivan), Perch-Nielsen, p.532, figs. 80.7-9.
1990 *Zygodiscus herlyni* (Sullivan), Aubry, p.15, figs. 9-21.
1992 *Zygodiscus herlyni* (Sullivan), Costa, p. 54.

Descrição: Cocólitos com borda e placa basal pouco diferenciada. A sua área central está atravessada por uma barra retangular robusta, composta por dois segmentos de diferentes orientações. As barras formam imperceptíveis aberturas. Possui quatro linhas de extinção, duas na parte superior e as outras duas na parte inferior do cocólito. A sua birrefringência varia de alta a média. O relevo de baixo a médio. O tamanho pode variar de 5 a maiores que 8,13 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior (Perch-Nielsen, 1985).

Discussão: Segundo Costa (1992), *Z. herlynii* quando se compara ao *Z. bramlettei* observa-se diferença na conformação vestigial da placa central e na configuração da barra, podendo apresentar um X estreito, ou travessão, segundo a orientação do nanolito. Bown (2005a) considera que *Z. bramlettei* e *Z. herlynii* são sinônimos de *Z. plectopons*. Neste trabalho, pode-se diferenciar *Z. herlynii* de *Z. plectopons* pela sua

barra central mais robusta. Percebeu-se que *Z. herlyni* assemelha-se a *Z. plectopons* nos planos de extinção que aparecem na barra central, ao girar a platina, em nicóis cruzados.

Distribuição geográfica: Formação Lodo, Califórnia (Aubry, 1990), Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992), Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Zygodiscus plectopons Bramlette & Sullivan, 1961

Estampas 1R e 1S

1961 *Zygodiscus plectopons* Bramlette & Sullivan, p.148, est. 4, fig.12.

1985 *Zygodiscus plectopons* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 532, figs. 80.16,17.

1990 *Zygodiscus plectopons* (Bramlette & Sullivan), Aubry, p.15, figs. 3-8.

1992 *Zygodiscus plectopons* (Bramlette & Sullivan), Costa, p.55.

Descrição: Cocólitos que apresentam uma borda grossa afinando em direção a abertura central. Também é atravessado por uma barra na área central do cocólito. As barras e as bordas são mais finas que as encontradas nas espécies *Zygodiscus herlyni*. As barras também formam imperceptíveis aberturas e, assim como *Zygodiscus herlyni*, possuem quatro linhas de extinção. A sua birrefringência varia de média a alta e o relevo de baixo a médio. O tamanho varia de 5 a 12 micras, podendo-se encontrar exemplares com 18,12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Pech-Nielsen, 1985; Bown, 2005a).

Discussão: Costa (1992) difere *Z. plectopons* de *Z. bramlettei* pela sua placa central vestigial e pelo formato em travessão da barra, pois *Z. plectopons* possui um formato em travessão simples, atravessado por uma linha de extinção mediana, visualizada no nanolito paralelizado a um dos planos de polarização. Diante das semelhanças, *Z. plectopons*, neste trabalho, pode ser diferenciado de *Z. herlyni* pelas barras da área central e as bordas que são, por sua vez, mais finas.

Distribuição geográfica: Formação Lodo, Califórnia (Aubry, 1990), Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992), Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Gênero *Neococcolithes* Sujkowski, 1931

Possuem uma estrutura em forma de H, cruzando a sua área central.

Neococcolithes protenus (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay & Mohler, 1967

Estampas 1T e 1U

1961 *Zygolithus protenus* Bramlette & Sullivan, p.150, est. 6, figs. 15a-b.

1967 *Zygolithus protenus* (Bramlette & Sullivan) Hay & Mohler, p. 1533, est. 199, figs. 19-21, est. 201, fig. 9.

1985 *Neococcolithes protenus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p.532, figs. 78.22, 23; 79.

1999 *Neococcolithes protenus* (Bramlette & Sullivan), Aubry, p.55, figs. 1-11.

Descrição: Cocólitos elípticos com forte inclinação nos aros. A sua área central está atravessada por uma estrutura que assemelha-se a um X constituído por duas barras iguais até a altura da borda. A birrefringência varia de baixa a média e o relevo de médio a alto. O tamanho pode variar de 5 a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Inferior ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Discussão: Bramlette & Sullivan (1961) difere *Z. protenus* de *Z. chiastus* por ter uma borda quase vertical que aparece mais estreita em vista plana. As linhas de extinção se mostram vagamente em nicóis cruzados. Para Perch-Nielsen (1985), *N. protenus* é a única espécie do Paleoceno atribuída aos *Neococcolithes*. Neste trabalho, *N. protenus* pode ser diferenciado de *N. chiastus* pela sua borda levemente uniforme com birrefringência mais baixa e pela conformação do X da área central.

Distribuição geográfica: Formação Lodo, Califórnia (Aubry, 1999); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Ordem STEPHANOLITHIALES Bown & Young, 1997

Família CALCIOSOLENIACEAE Kamptner, 1927

As espécies registradas possuem cocosferas alongadas fusiformes e cocólitos portadores de espinhos.

Gênero *Scapholithus* Deflandre, 1954

São cocólitos pequenos com espinhos polares.

Scapholithus fossilis Deflandre *in* Deflandre & Fert, 1954

Estampa 1V

1954 *Scapholithus fossilis* Deflandre *in* Deflandre & Fert, p. 165, est. 8, figs. 12, 16, 17.

1985 *Scapholithus fossilis* (Deflandre *in* Deflandre & Fert), Perch-Nielsen, p. 452, figs. 12.1, 2.

1988 *Scapholithus fossilis* (Deflandre *in* Deflandre & Fert), Aubry, p. 241, figs. 1-4.

1992 *Scapholithus fossilis* (Deflandre *in* Deflandre & Fert), Costa, p. 100.

2007 *Scapholithus fossilis* (Deflandre *in* Deflandre & Fert), Antunes, p. 32, est. 10, figs. 1-4.

Descrição: Nanolitos alongados em formato de paralelogramo. Possui uma borda estreita e uma área central plana e extinta, quando os nicóis estão cruzados. A sua birrefringência é média e o relevo varia de baixo a médio. Normalmente são pequenos, podendo apresentar 4,42 micras.

Amplitude estratigráfica: Hauteriviano inferior ao ? presente (Bown *et al.*, 1998).

Discussão: Assim como Costa (1992), neste trabalho, pode-se diferenciar *S. fossilis* de *S. rhombiformis* pelo seu formato alongado. Costa (1992) enfatiza que a sua barra é visualizada somente ao M.E.V., mostrando-se indistintas ao M.O. Antunes (2007) acrescenta que exemplares desgastados, por conta de processos pós-deposicionais, podem exibir contorno lenticular/acicular.

Distribuição geográfica: Lodo Gulch, Califórnia; Oran, Algeria (Aubry, 1988); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Scapholithus rhombiformis Hay & Mohler, 1967

Estampa 1W

1967 *Scapholithus rhombiformis* Hay & Mohler, p. 1534, est. 201, figs. 13, 16-18.

1985 *Scapholithus rhombiformis* (Hay & Mohler), Perch-Nielsen, p. 452, fig. 12.8.

1988 *Scapholithus rhombiformis* (Hay & Mohler), Aubry, p. 243, figs. 10-15.

Descrição: A borda do escafolito é composta por um losango fundido e tem um lado mais grosso. Esta borda forma uma estrutura em formato de caixa. Possui uma abertura interna. A birrefringência e o relevo variam de baixo a médio. O tamanho de 4,61 a 8 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno ao Eoceno (Perch-Nielsen, 1985).

Discussão: Embora diferentes quando estudados em microscópio eletrônico, Hay & Mohler (1967) salienta a dificuldade na caracterização dos escafolitos ao M.O. Romein (1979) menciona que *S.rhombiformis* e *S. apertus* podem representar as faces do mesmo escafolito. Pode-se observar neste trabalho que *S. rhombiformis* diferencia-se de *S. fossilis* por apresentar uma maior abertura na sua área central, barras levemente mais largas e diferente formato.

Distribuição geográfica: Bacia Aquitaine, França (Aubry, 1988); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Ordem PRINSIALES Young & Bown 1997

Cocosferas subesféricas e monofórmicas. Estruturas da área central são sempre conjuntas, sendo formada de qualquer elemento da área central ou do elemento interno do escudo proximal.

Família PRINSIACEAE Hay & Mohler, 1967 emend. Young & Bown, 1997

Possui uma proeminente unidade em V e assim um escudo distal escuro. Confinados ao Paleogeno, eles podem ser difíceis de separar das outras pequenas espécies, apesar das grandes diferenças estruturais. Detalhes da estrutura da área central e a extinção precisam ser usadas.

Gênero *Futyania* Varol, 1989a

São elementos em forma de tubo que se estendem formando uma estrutura semelhante a uma flor.

Futyania attewellii Varol, 1989a

1989a *Futyania attewellii* Varol, p. 298; est. 12.1, fig. 8; est. 12.2, figs. 1-8a.

Estampas 1X e 2A

Descrição: São placolitos pequenos estritamente circulares com escudos de tamanhos iguais e distalmente estendidos com placas petalóides. Sua birrefringência varia de baixa a média, assim como seu relevo. Apresenta um tamanho muito pequeno, variando de 1 a 5,18 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Inferior (Varol, 1989a).

Discussão: Varol (1989a) distingue esta pequena espécie de *Futyania petalosa* (Ellis & Lohmann, 1973) por ter escudo estritamente circular e ter uma área central muito pequena, normalmente fechada. A área central de *F. petalosa* é ocupada por elementos dispostos de forma irregular, que representam as extremidades proximais das extensões distais. Na área central de *F. attewellii*, nenhum elemento desta natureza foi observado até agora. Neste trabalho, foram visualizadas cocosferas desta espécie.

Distribuição geográfica: *F. attewellii* é comum a abundante no Paleoceno Inferior nos sedimentos de média e baixa latitudes (Zonas NTp1 a NTp3). *F. attewellii* não tem sido observado na área do Mar Norte (Varol, 1989a). Esta espécie foi reconhecida na Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Gênero *Neobiscutum* Varol, 1989a

Primeiras formas do Daniano, possivelmente com uma estrutura mais simples.

Neobiscutum parvulum (Romein, 1979) Varol, 1989a

Estampa 2B

1979 *Biscutum parvulum* Romein, p. 96, est. 1, fig.10, est.2, figs.1,2.

1985 *Biscutum? parvulum* (Romein), Perch-Nielsen, p. 503, fig. 58.28,29; 60.32,33.

1986 *Biscutum parvulum* (Romein), Jiang & Gartner, p.246, est.1, figs. 3, 4a-b.

1989a *Neobiscutum parvulum* (Romein), Varol, p. 308, est.12.1, fig.11, 12, 15, est. 12.2, figs. 26-30.

Descrição: O escudo distal desta espécie é muito pequeno. É um cocólito elíptico composto por cerca de 16 elementos. Esta espécie é menos robusta e um pouco menor que *Neobiscutum romeinii* (Perch-Nielsen, 1981). Possui pequenas estruturas granulares similares ao da espécie *Neobiscutum romeinii*, porém somente vistas ao microscópio eletrônico. Na luz polarizada, apenas é visualizada uma abertura. O relevo e birrefringência variam de baixo a médio. O tamanho de muito pequeno a pequeno (1 a 5 micras).

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Discussão: Para Romein (1979), *B. constans* (Gorka, 1957) é mais largo que *B. parvulum* e possui cocosfera ovóide. Segundo Perch-Nielsen (1985), espécies bem preservadas de *B? romeinii* mostram uma área central reticulada, enquanto que a

área central se encontra vazia em espécies mal preservadas. Quando a área central está coberta em *B.?* *romeinii* pode não ser distinguida de *B.?* *parvulum*. Pode-se observar, neste trabalho, que *Neobiscutum parvulum* é menos robusto e um pouco menor que *Neobiscutum romeinii*. Jiang & Gartner (1986) ressalta que é uma espécie muito pequena que varia de 1 a 2 micras e este cocólito elíptico é temporariamente classificado como *B. parvulum?*. Segundo Varol (1989a), a área central de *Neobiscutum parvulum* é fortemente birrefringente em luz polarizada.

Distribuição geográfica: Espanha e Israel (Romein, 1979); Bacia da Paraíba (Andrade et al., 2010); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Gênero *Prinsius* Hay & Mohler, 1967

Possuem formato elíptico e a área central fechada por placa.

Prinsius martinii (Perch-Nielsen, 1969) Haq, 1971

Estampa 2C

1969 *Ericsonia martini* Perch-Nielsen, p. 324, est. 32, figs. 3b, 5-7.

1971 *Prinsius martini* (Perch-Nielsen), Haq, p.18, est. 5, figs. 1, 5-7, 10, (?) 2, 3.

1979 *Prinsius martini* (Perch-Nielsen), Romein, p. 121, est. 3, figs. 7, 8.

1985 *Prinsius martini* (Perch-Nielsen), Perch-Nielsen, p. 503, figs. 58.38, 39; 60.25.

1991 *Prinsius martini* (Perch-Nielsen), Wei & Pospical, p. 505.

Descrição: Possuem um escudo distal com um disco de cristais na área central dispostos em dois anéis aparentemente concêntricos. O anel externo é composto por cristais finos e imbricados e o anel interno de planos cristais que se sobrepõem. A birrefringência varia de baixa a média. O relevo de médio a alto. Normalmente pequeno, com tamanho variando entre 3 a 5 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Perch-Nielsen, 1985).

Discussão: Segundo Perch-Nielsen (1969), *Ericsonia?* *martinii* deve ter grau de parentesco com *Ericsonia hesslandii* (Haq, 1966) (= *Umbilicosphaera arena* Hay & Towe, 1962?). Ela se diferencia da outra pelos seus elementos de borda distais verticais, cuja delimitação superior é totalmente coberta pelas placas inclinadas. *E.?* *martinii* possivelmente pode ser visto também como precursor das formas de *Toweius* (Hay & Mohler, 1967), especialmente *Toweius craticulus*. Wei & Pospical (1991) acrescenta que *P. martinii* tem a mesma estrutura que *P. bisulcus*, porém é

menor e varia de 4 a 5 micras. Esta característica também pode ser observada neste trabalho, sendo encontrado exemplar de *P. martinii* medindo 3,33 micras.

Distribuição geográfica: Espanha, Israel e Escandinávia (Romein, 1979); Atlântico Sul, Alto do Ceará e Platô de São Paulo (Haq *et al.*, 1997) e Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Gênero *Toweius* Hay & Mohler, 1967

Cocólitos circulares a subcirculares. Sua área central possui um número variável de poros.

Toweius eminens (Bramlette & Sullivan, 1961) Gartner, 1971

Estampa 2D

1961 *Coccolithus eminens* Bramlette & Sullivan, p.139, est. 1, fig. 3a-d.

1971 *Toweius eminens* (Bramlette & Sullivan), Gartner, p. 115, est. 5, figs. 4-6.

1985 *Toweius eminens* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p.505, figs. 58.18-21; 60.16.

1992 *Toweius eminens* (Bramlette & Sullivan), Costa, p. 41.

1994 *Toweius eminens* (Bramlette & Sullivan), Bybell & Self-Trail, p. 32-33, est. 26, figs. 1-3, 5, 8, est. 37, figs. 22-24.

Descrição: Cocólitos subelípticos ou quase circulares. Observam-se quatro aberturas em sua parte interna. A estrutura que se forma assemelha-se a uma cruz. Sua parte externa é bastante robusta e possui uma birrefringência bem alta. Observa-se também, envolvendo a sua parte externa, uma estrutura com o relevo mais baixo, assemelhando-se a uma “sombra”. O seu tamanho varia de 8 a 12 micras, podendo apresentar exemplares maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985; Antunes, 1990).

Discussão: Costa (1992) ressalta que *T. eminens* difere de *T. pertusus* por apresentar um maior tamanho do placolito, bem como na conformação da área central e das linhas de extinção. Estas características também foram observadas neste trabalho. Em *T. eminens* as quatro aberturas na sua parte interna assemelham-se a uma cruz e sua parte externa é bastante robusta. Já *T. pertusus* apresenta área central estreita e possui perfurações.

Distribuição geográfica: Bacia do Espírito Santo (Antunes, 1990; Costa, 1992), Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Toweius pertusus (Sullivan, 1965) Romein, 1979

Estampa 2E

1965 *Coccolithus pertusus* Sullivan, p.32, est. 3, figs. 5, 6.

1979 *Toweius pertusus* (Sullivan), Romein, p.124, est. 3, fig. 9.

1985 *Toweius pertusus* (Sullivan), Perch-Nielsen, p. 58.43, 44; 60.28.

1991 *Toweius pertusus* (Sullivan) Romein, Wei e Pospical, p. 505.

1992 *Toweius pertusus* (Sullivan), Costa, p. 43.

Descrição: São cocólitos pequenos, subelípticos a quase circular. A sua área central é estreita e possui perfurações. A birrefringência e o relevo variam de baixo a médio. O tamanho varia de 3 a 8 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Discussão: Para Costa (1992), *T. pertusus*, quando se compara a *T. eminens*, difere pelo seu menor tamanho e por possuir área central finamente perfurada. Neste trabalho, estas diferenças puderam ser observadas, como também a borda externa de *T. pertusus* que é levemente menos robusta que a borda de *T. eminens*.

Distribuição geográfica: Espanha, Israel (Romein, 1979); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Toweius selandianus Perch-Nielsen, 1979a

Estampa 2F

1985 *Toweius pertusus* (Perch-Nielsen), Perch-Nielsen, p. 58.42; 60.27.

1998 *Toweius selandianus* (Perch-Nielsen), Bown, p.220, est. 7.2, figs. 16-17.

Descrição: São cocólitos pequenos com perfurações no centro. O seu escudo distal é maior do que o escudo proximal. Possuem um formato elíptico. A birrefringência e o relevo podem ser baixo a médio. O tamanho varia de 1 a 5 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Perch-Nielsen, 1985; Bown, 1998).

Discussão: Perch-Nielsen (1985) caracteriza *T. selandianus* como uma pequena forma de *Toweius* (2 a 4 micras), com grandes perfurações na área central, rodeada

por duas paredes. Segundo a autora, *T. selandianus* pode ser distinguida de *P. martinii* pelo seu tamanho geralmente menor e por a birrefringência ser fraca na área central, quando visto em nicol cruzado. Neste trabalho, observou-se que *T. selandianus* apresentou um tamanho um pouco maior que *P. martinii*.

Distribuição geográfica: *T. selandianus* ocorre na Dinamarca (Perch-Nielsen, 1979a). Esta espécie também foi reconhecida na Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Toweius serotinus Bybell & Self-Trail, 1994

Estampa 2G, 2H, 2I e 2J

1994 *Toweius serotinus* Bybell & Self-Trail, p. 34, est. 27, fig. 7; est. 28, figs. 6,10; est. 37, figs. 29, 30, 35.

Descrição: Os poros da parte central da superfície distal podem ser levemente menores do que os localizados na circunferência interna. A região do poro é contínua e com o mesmo nível que o colar distal. São elípticos. A birrefringência varia de média a baixa. O relevo de baixo a alto. Podem ser encontrados exemplares de 5 a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Bybell & Self-Trail, 1994).

Discussão: Segundo Bybell & Self-Trail (1994), *T. serotinus* tem poros largos na área central e podem ser distinguido de *T. eminens* e *T. pertusus* pelos microscópios eletrônico e óptico. A disposição dos poros em *T. serotinus*, observada neste trabalho em nicóis cruzados, pode diferenciar esta espécie das outras espécies do gênero *Toweius*. Os presentes autores acreditam que *T. serotinus* desenvolveu-se de *T. eminens* na última zona NP9. Ambas espécies são do mesmo tamanho.

Distribuição geográfica: Nova Jersey e Virgínia (Bybell & Self-Trail, 1994); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Ordem COCCOSPHAERALES Haeckel, 1894

As espécies existentes formam estágios do heterococólito sem mobilidade. Em *Coccolithus* e *Calcidiscus*, são conhecidos por alternar com fases móveis.

Família COCCOLITHACEAE Poche, 1913

Esta família é muitas vezes usada para todos os placólitos não colocados em *Prinsiales*. No entanto, os membros típicos da família têm uma borda muito característica, enquanto muitos outros membros modificaram versões desta estrutura com suficiente similaridade para sugerir fortemente uma origem comum.

Gênero *Campylosphaera* Kamptner, 1963

Possuem escudo fortemente convexo, dando um contorno sub-retangular. Na sua área central há uma estrutura em forma de cruz.

Campylosphaera eodela Bukry & Percival, 1971

Estampas 2K e 2L

1971 *Campylosphaera eodela* Bukry & Percival, p.125, est. 1, figs. 1-4.

1985 *Campylosphaera eodela* (Bukry & Percival), Perch-Nielsen, p. 460, figs. 19.43, 44; 20.

Descrição: Esta pequena espécie é caracterizada por um amplo contorno sub-retangular e uma abertura central que é grandemente preenchida por uma estrutura em forma de cruz alinhada aos eixos do cocólito. Possui birrefringência e relevo baixo a médio. O seu tamanho varia de 7 a 12 micras, podendo ser observados exemplares maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Discussão: Bukry & Percival (1971), distingue *C. eodela* de *C. dela* (Bramlette & Sullivan, 1961) pelo seu pequeno tamanho, formato mais alongado e uma pequena abertura central em relação à largura da margem. Esta forma foi mencionada por Bramlette & Sullivan (1961) como uma possível subespécie de *C. dela*. Neste trabalho, pode ser observado que a forma alongada de *C. eodela* é uma característica marcante para distingui-la de *C. dela*.

Distribuição geográfica: Califórnia e Trinidad (Burkry & Percival, 1971); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Gênero *Chiasmolithus* Hay, Mohler & Wade, 1966

Possui formato subcircular a elíptico, duas barras que se cruzam em sua área central. Estas barras, a depender da espécie, assemelham-se a um X ou H. As bordas apresentam linhas de extinção em luz polarizada. A birrefringência varia de acordo com a espécie.

Chiasmolithus bidens Bramlette & Sullivan, 1961

Estampa 2M

- 1961 *Chiasmolithus bidens* Bramlette & Sullivan, p.139, est. 1, fig. 1.
1967 *Chiasmolithus bidens* (Bramlette & Sullivan), Hay & Mohler, p.1526, *partim*; est. 197, figs. 4, 9, 14, non est. 196, figs. 14, 15, 17.
1970 *Chiasmolithus bidens* (Bramlette & Sullivan), Gartner, p. 941, est. 7.
1974 *Chiasmolithus bidens* (Bramlette & Sullivan), Sadek & Teleb, p.8.
1985 *Chiasmolithus bidens* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 461, figs. 19.23, 20.
1987 *Chiasmolithus bidens* (Bramlette & Sullivan), Van Heck & Prins, p. 286, fig.texto 3.
1992 *Chiasmolithus bidens* (Bramlette & Sullivan), Costa, p.46, est. 1, figs. 2a-c, 5a-c, 6a-b.
1994 *Chiasmolithus bidens* (Bramlette & Sullivan), Bybell & Self-Trail, p.20, est.3, figs. 1-12; est. 32, figs. 6, 7, 11, 12.

Descrição: Esta espécie é caracterizada por ter na abertura central uma estrutura robusta em forma de um X, formado por uma barra reta e a outra sigmoidal. A sua parte externa é bastante diferenciada, sendo mais larga que a parte interna, quase recobrando a estrutura da área central. A sua birrefringência e relevo variam de médio a alto. Podem ser encontradas espécies de 5 a maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Médio (Perch-Nielsen, 1985; Bybell & Self-Trail, 1994).

Discussão: Costa (1992) diferencia *C. bidens* de *C. eograndis* por seu menor tamanho. Observa-se, além disso, que a barra em sigmóide da ornamentação de *C. bidens* apresenta menor sinuosidade do que a de *C. eograndis*. Quando se compara a *C. solitus*, a espécie difere no tamanho maior do placolito, nas cores de interferência mais intensas e na conformação da área central.

Distribuição geográfica: Formação Nanafalia do Alabama, Inglaterra e no sul de França (França) (Bramlette & Sullivan, 1961) e Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Chiasmolithus californicus (Sullivan,1964) Hay & Mohler, 1967

Estampa 2N e 2O

- 1964 *Coccolithus californicus*, Sullivan p. 180, est. 2, figs. 3,4.
1967 *Chiasmolithus californicus* (Sullivan), Hay & Mohler, p.1527, est. 196, figs. 18-20; est. 198, fig. 5.
1970 *Chiasmolithus californicus* (Sullivan), Gartner, p. 941, est. 7.
1992 *Chiasmolithus californicus* (Sullivan), Costa, p. 49, est. 1, fig. 7; est. 2, fig. 1, 2a-b.
1995 *Chiasmolithus californicus* (Sullivan), Bralower & Mutterlose, p.54, est. 2, figs.15 e 24.

Descrição: São cocólitos grandes. Sua porção distal é um tanto delicada, com uma convexa inclinação exterior que mostra vagamente estrias iluminadas com formato reto. Internamente a inclinação é estreita. Há uma pequena abertura central ocupada por uma estrutura em forma de X. O seu tamanho, normalmente, varia de 8 a 12,3 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Costa, 1992; Bralower & Mutterlose, 1995).

Discussão: Segundo Costa (1992), *C. californicus* difere de *C. danicus* por apresentar borda do escudo distal geralmente estriada, área central ornamentada com barras ligeiramente sinuosas e cruz de extinção com braços coincidentes com os eixos principais do placolito. Dentre outras características observadas, *C. californicus* difere de *C. bidens* pelo formato do X localizado na área central do cocolito.

Distribuição geográfica: Formação Lodo da Califórnia (Hay & Mohler, 1967), Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992), Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Chiasmolithus consuetus (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay & Mohler, 1967.

Estampas 2P e 2Q

- 1961 *Coccolithus consuetus* Bramlette & Sullivan, p. 139, est. 1, figs. 2a-c.
1967 *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette & Sullivan, 1961), Hay & Mohler, *partim* p. 1526, est. 198, fig.16, non est. 196, figs. 23-25.
1970 *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette & Sullivan, 1961), Gartner, p. 942, est. 9.
1974 *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette & Sullivan, 1961), Sadek & Teleb, p. 8.
1992 *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette & Sullivan, 1961), Costa, p.52, est. 2, figs. 5a-c.
1994 *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette & Sullivan, 1961), Bybell & Self-Trail, p.21, est. 4, figs. 1-4; est. 32, figs. 13-15.

Descrição: São placolitos que possuem duas bordas, uma mais larga, que mostra as estrias em toda a largura da parte externa do cocólito e outra mais estreita na parte interna. Há uma pequena abertura no centro, onde está atravessada por uma estrutura em forma de X simétrico. Eles possuem formato elíptico a subelíptico. A birrefringência varia de baixa a média. O relevo de alto a médio. O tamanho de 5 a 12 micras, podendo ser encontrados exemplares maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Superior (Costa, 1992; Bybell & Self-Trail, 1994).

Discussão: Segundo Costa (1992), *C. consuetos* distingue-se de *C. californicus* por apresentar formato ligeiramente mais elíptico e barras mais largas. Comparado a *C. danicus*, *C. consuetus* apresenta tamanho geralmente maior e ornamentação central configurada por um X simétrico. O X da área central de *C. consuetus* também diferencia-se da ornamentação central de *C. bidens*.

Distribuição geográfica: Formação Lodo da Califórnia e Point Labau (Hay & Mohler, 1967), Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Gênero *Coccolithus* Schwartz, 1894

Possui área central aberta ou com uma barra transversal disjunta.

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller, 1930

Estampa 2R

1985 *Coccolithus pelagicus* (Wallich), Perch-Nielsen, p. 463, figs. 24.1-3.

1998 *Coccolithus pelagicus* (Wallich), Young, p. 249, figs. 1-5, 10.

2007 *Coccolithus pelagicus* (Wallich), Antunes, p.17, est. 1, figs. 11-14.

2009 *Coccolithus pelagicus* (Wallich), Dunkley Jones *et al.*, p.374, est. 2, figs. 1, 13, 19.

Descrição: São placolitos com tamanho médio a pequeno e formato esférico. Possuem uma área central aparentemente aberta, visualizada em luz natural e polarizada. Em microscopia eletrônica, observa-se na sua ornamentação central uma estrutura em forma de ponte/barra. A birrefringência varia de baixa a alta. O relevo de médio a alto. O tamanho de 3 a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleogeno ao Holoceno (Perch-Nielsen, 1985; Young, 1998).

Discussão: De acordo com Antunes (2007), os exemplares de *C. pelagicus* da base do Cenozóico (Paleoceno) apresentam dimensões bem reduzidas, onde o eixo maior do cocólito varia entre 3 a 5 micras. Neste trabalho, foram observados exemplares com 7,24 micras. Nas seções plio-quadernárias, o tamanho costuma ser de 9 micras ou mais. Algumas espécies podem ostentar uma barra na região central do escudo proximal. Alguns autores classificam estas espécies, que ocorrem somente em depósitos plio-quadernários, como *Coccolithus crassipons*.

Distribuição geográfica: Atlântico Norte (Farinacci, 1971), Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Gênero *Coronocyclus* Hay, Mohler & Wade, 1966

Cocolitos com anel aberto, sem escudos. Possui elementos da borda intercrecidos.

Coronocyclus bramlettei Hay & Towe, 1962

Estampa 2S

1962 *Cyclolithus bramletii* Hay & Towe, p. 500, est. 5, fig. 6; est. 7, fig. 2.

2005a *Cyclolithus bramletii* (Hay & Towe), Bown, p. 29, est. 8, figs. 1-7.

2011 *Coronocyclus bramlettei* (Hay & Towe), Self-Trail, p. 10, est. 2, figs. 11-12.

Descrição: Heterococólito em forma de anel. Os dois círculos são semelhantes na largura. O brilho do círculo interno é atravessado por linhas de extinção não-axiais. O seu tamanho é pequeno a médio (3 a 8,46 micras), assim como varia também a birrefringência e o relevo.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Médio (Bown, 2005a).

Discussão: Segundo Bown (2005a), *C. bramlettei* assemelha-se a *C. nitescens*, porém, o autor difere a espécie em questão pelo seu menor tamanho (< 7,5 micras) e por ser mais distintivamente bicíclico. de Kaenel e Villa (1996) consideram *C. bramlettei* (= *Geminilithella bramlettei*) em sinónimo com *C. protoanuulus*. Self-Trail (2011) considera *C. bramlettei* um placolito circular com linhas de extinção não axial e o difere também de *C. nitescens* pelo seu menor tamanho. Pode ser observado

neste trabalho que a borda de *C. bramlettei* com birrefringência mais alta é mais fina que a da espécie *C. nitescens*.

Distribuição geográfica: Landes, França (Hay & Towe, 1962), Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Gênero *Ericsonia* Black, 1964

Possui área central aberta, formato circular a subcircular. A maioria das espécies possui birrefringência média, porém há espécies com birrefringência alta.

Ericsonia subpertusa Hay & Mohler, 1967.

Estampa 2T

1967 *Ericsonia subpertusa* Hay & Mohler, p. 1531, est. 198, figs. 11, 15, 18; est. 199, figs. 1-3.

1992 *Ericsonia subpertusa* (Hay & Mohler), Costa, p. 21.

1995 *Ericsonia subpertusa* (Hay & Mohler), Bralower & Mutterlose, p. 57, est. 4, figs. 5-6.

Descrição: Possuem formato circular a subcircular e uma larga área central aberta. A sua margem é relativamente estreita e estriada. A birrefringência varia de média a alta. O relevo de baixo a médio. O tamanho, geralmente, é mediano, podendo variar entre 3 a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Hay & Mohler, 1967; Bown, 2005).

Discussão: Costa (1992) ressalta a distinção, porém sutil, entre *E. subpertusa* e *E. formosa*. A margem estreita e a área central circular é geralmente maior em *E. subpertusa*. *E. subpertusa* diferencia-se de *E. formosa* pelo seu formato mais subcircular. Normalmente, a birrefringência se apresenta mais alta em *E. formosa* que em *E. subpertusa*.

Distribuição geográfica: Pont Labau (Hay & Mohler, 1967), Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992), Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Ericsonia universa Wind & Wise in Wise & Wind, 1977

Estampa 2U

1977 *Heliolithus universus* Wind & Wise in Wise & Wind, p. 295, est. 12, figs. 1-6; est. 13, figs. 1-2; est. 14, fig. 1-3.

1979 *Ericsonia universa* (Wind & Wise in Wise & Wind) Romein, p. 109, est. 10, fig. 4.

Descrição: Possui formato subcircular a circular, uma borda com brilho incidente, bastante larga e alta. A borda deste nanolito apresenta suturas oblíquas em sentido horário. O tamanho varia de médio a muito grande, podendo ser maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior (Romein, 1979).

Discussão: Para Romein (1979), a parede alta e cintilante são características da espécie em questão, que possui de 40 a 60 elementos na sua margem. Há suturas na parede, assim como foi observado. Os padrões de extinção e de cor são semelhantes a *E. robusta*. *E. universa* difere de *E. subpertusa* por apresentar estrias na borda mais visíveis.

Distribuição geográfica: Espanha, Israel (Romein, 1979); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Gênero *Cruciplacolithus* Hay & Mohler in Hay *et al.*, 1967

Possuem cruz axial ou quase axial na sua área central.

Cruciplacolithus frequens (Perch-Nielsen, 1977) Romein, 1979

Estampa 2V

1977 *Chiasmolithus frequens* Perch-Nielsen, p. 746, est. 18, figs. 2, 4; est. 19, figs. 1, 3, 5; est. 50, figs. 5, 6.

1979 *Cruciplacolithus frequens* (Perch-Nielsen), Romein, p. 103, est. 9, fig. 6.

1992 *Cruciplacolithus frequens* (Perch-Nielsen), Costa, p.16.

1995 *Cruciplacolithus frequens* (Perch-Nielsen), Romein, Bralower & Mutterlose, p. 55, est. 1, figs. 7-8.

Descrição: São grandes placolitos com formato subelíptico. Possuem uma estrutura proeminente, como se fossem pequenos “pés” ligados ao final de cada eixo da cruz, que se localiza no centro do cocólito. A alta birrefringência na borda do escudo proximal é uma característica marcante desta espécie. O relevo varia de médio a alto. O tamanho de 8 a 12 micras, podendo normalmente ser encontrado exemplares maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Perch-Nielsen, 1977; Costa, 1992).

Discussão: Costa (1992) difere *C. frequens* de *C. staurion* pela conformação das barras. Quando esta autora compara *C. tenuis* a *C. frequens*, ela difere estas espécies pelo tamanho geralmente maior de *C. frequens* e pela disposição ligeiramente oblíqua das barras da área central. Normalmente, *C. frequens* difere de *C. tenuis* e *C. primus*, além do tamanho, pela birrefringência mais alta.

Distribuição geográfica: Israel, Espanha (Romein, 1979); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Cruciplacolithus primus Perch-Nielsen, 1977

Estampa 2W

1977 *Cruciplacolithus primus* Perch-Nielsen, p. 746, est. 17, figs. 7, 8; est. 50, figs. 11, 12.

1985 *Cruciplacolithus primus* (Perch-Nielsen), Perch-Nielsen, p. 460, figs. 19.29, 19.35, 20.

2007 *Cruciplacolithus primus* (Perch-Nielsen), Bernaola & Monechi, p. 151, est. 4, figs. 27-28.

2010 *Cruciplacolithus primus* (Perch-Nielsen), Bown, p. 15, est. 3, fig. 15, fig.2.

Descrição: São pequenas espécies com uma abertura relativamente grande na sua área central, onde está atravessada por uma delgada cruz que limita-se com a borda escarpada do cocólito. Possuem formato elíptico. Exemplares maiores desta espécie podem ser encontrados em estratos mais novos do Paleoceno e os menores em estratos mais velhos, como é o caso de espécies encontradas na base do Paleoceno Inferior, importantes para a datação desta idade. A birrefringência e relevo variam de baixo a médio. O tamanho de 3 a 8 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Perch-Nielsen, 1985; Bown, 2010).

Discussão: Perch-Nielsen (1977) diferencia *C. primus* de *C. tenuis* por apresentar tamanho menor que *C. tenuis*, porém o número de componentes é semelhante em ambas as espécies. Perch-Nielsen (1985) sugere *C. primus* ser a primeira espécie típica de *Cruciplacolithus* que evoluiu a partir de *C. inseedus*. A autora acrescenta que os exemplares mais antigos de *C. primus* são muito pequenos, variando de 3 a 5 micras. Neste trabalho, foram encontradas espécies com 6,63 micras. Com o tempo, formas maiores evoluíram chegando de 8 a 9 micras.

Distribuição geográfica: Platô de São Paulo (Perch-Nielsen, 1977), Bacia da Paraíba (Andrade *et al.*, 2010), Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Cruciplacolithus tenuis (Stradner, 1961) Hay & Mohler in Hay *et al.*, 1967

Estampas 2X, 3A e 3B

1961 *Heliorthus tenuis* Stradner, p. 84, figs. 64, 65.

1967 *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner), Hay & Mohler in Hay *et al.* p. 1527, figs. 29-31; est. 198, figs. 1, 17.

1985 *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner), Perch-Nielsen, 461, figs. 19.31, 32; 20.

1987 *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner), Van Heck & Prins, p. 290, est. 1, fig. 4. fig.texto 11.

1992 *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner), Costa, p.19.

Descrição: O amplo escudo distal desta espécie é composto por segmentos imbricados com formato de cunha. A margem que envolve a área central possui uma inclinação. No centro, há uma cruz que se liga aos eixos principais do placolito, onde existem pequenas proeminências que se destacam na borda da área central. A birrefringência e relevo variam de médio a alto. O tamanho de 5 a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Perch-Nielsen, 1985; Costa, 1992).

Discussão: Costa (1992) diferencia *C. tenuis* de *C. frequens*, por apresentar um tamanho menor e disposição paralela das barras da área central. Neste trabalho, foram identificadas espécies de *C. tenuis* com 6,71 micras, 6,98 micras. Comparando-se *C. tenuis* a *C. staurion*, a autora acrescenta a presença de projeções terminais e também a disposição paralela das barras em *C. tenuis*. Uma das diferenças observadas entre *C. tenuis* e *C. primus* é a ausência das projeções terminais em *C. primus*.

Distribuição geográfica: Áustria (Stradner, 1961), Tunísia e Alabama (Bramlette & Martini, 1964); Bacia de Campos (Gomide, 1982); Bacia do Espírito Santos (Costa, 1992); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Ordem WATZNAUERIALES Bown, 1987

Incluem placolitos com escudos formados a partir de elementos que exibem imbricação e que a unidade em V é geralmente reduzida ou vestigial, resultando em uma alta birrefringência.

Família PAPPOSPHAERACEAE Jordan & Young, 1990

Cocolitoforídeos levemente calcificados, conhecidos de altas latitudes, com fases de holococólitos e heterococólitos. Os heterococólitos possuem uma borda estreita; uma área central mais ou menos aberta. Os holococólitos possuem cristais organizados em grupos hexagonais ou triangulares.

Gênero *Ellipsolithus* Sullivan, 1964

Possuem a morfologia de um placolito, porém com estrutura anômala.

Ellipsolithus distichus (Bramlette & Sullivan, 1961) Sullivan, 1964

Estampa 3C

1961 *Coccolithites distichus* Bramlette & Sullivan, p. 152, est. 7, figs. 8a-c.

1964 *Ellipsolithus distichus* (Bramlette & Sullivan), Sullivan, p. 184, est. 5, figs. 4-6.

1967 *Ellipsolithus distichus* (Bramlette & Sullivan), Hay & Moher, p. 1530, est. 202, figs. 1, 2, 4, 5; est. 202, figs. 6-8.

1985 *Ellipsolithus distichus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 533, figs. 82.4, 12.

1989 *Ellipsolithus distichus* (Bramlette & Sullivan), Varol, p. 295, est. 5, figs. 19, 20.

1994 *Ellipsolithus distichus* (Bramlette & Sullivan), Costa & Antunes, p. 385, est. 1, figs. 2a-c; 3a-b.

Descrição: São cocólitos que possuem um formato elíptico e consistem de uma placa fina e plana que contêm largas e numerosas aberturas na área central. Estas aberturas dispõem-se lado a lado em duas filas paralelas. A birrefringência varia de média a alta. O relevo de baixo a médio. Possuem tamanho grande, variando de 8 a 12 micras, podendo ser encontrados exemplares maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno ao Eoceno (Perch-Nielsen, 1985; Costa & Antunes, 1994).

Discussão: Conforme Costa & Antunes (1994), *E. distichus* difere de *E. bolli* por apresentar um maior tamanho e área central ornamentada com perfurações quase sempre maiores e numerosas, dispostas ao longo dos lados de uma crista mediana de largura variável. Observou-se que *E. macellus* distingue-se *E. distichus* pela ausência de aberturas na área central. *E. lajollaensis* se diferencia de *E. distichus* pela conformação da área central, normalmente mais estreita que a área central de *E. distichus*.

Distribuição geográfica: Sul de Gan, França; Califórnia (Bramlette & Sullivan, 1961); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Ellipsolithus gomidei Costa & Antunes, 1994.

Estampa 3D

1964 *Coccolithus? macellus* (non Bramlette & Sullivan), Bramlette & Martini, est. 1, figs. 21-22.

1971 *Ellipsolithus macellus* (non Bramlette & Sullivan), Martini, est. 9, figs. 9-10.

1990 *Ellipsolithus* sp., Antunes, est. 5, figs. 9a-b.

1994 *Ellipsolithus gomidei* Costa & Antunes, p. 387, est. 1, figs. 6a-c, 7a-c.

Descrição: Este heterococólito possui formato elíptico. A abertura central, com birrefringência baixa, impossibilita a visualização das suas aberturas, dando a impressão de que só existe um espaço vazio. A borda interna é uniforme e paralela às suas margens e possui birrefringência média. O relevo varia de baixo a médio. Em relação ao tamanho, geralmente, esta espécie é menor que *Ellipsolithus distichus* e *Ellipsolithus macellus*, variando de 8 a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Inferior (Costa & Antunes, 1994).

Discussão: Bramlette & Martini (1964) abordou em seu trabalho um único exemplar ilustrado que foi considerado co-específico com *Ellipsolithus* n. sp. por Costa (1992). O mesmo exemplar foi ilustrado por Martini (1971) *apud* Costa (1992) ao definir a zona *Ellipsolithus macellus* (NP4). Antunes (1990), em sua revisão da zona *Ellipsolithus* sp., ilustrou um exemplar que é idêntico à espécie descrita por Costa (1992) e por este trabalho. Observou-se que a espécie em questão, comparada às outras do gênero *Ellipsolithus*, não possui perfurações na sua área central, quando vista ao microscópio óptico, em nicóis cruzados. *E. anadoluensis* também não possui perfurações, mas difere na conformação da área interna e externa.

Distribuição geográfica: Lagoa Monsarás, Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992).

Ellipsolithus macellus (Bramlette & Sullivan, 1961) Sullivan, 1964

Estampa 3E

1961 *Coccolithes macellus* Bramlette & Sullivan, p. 152, est. 7, figs. 11-13.

1985 *Ellipsolithus macellus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 533, figs. 82.7-9, 13, 14.

1989a *Ellipsolithus macellus* (Bramlette & Sullivan), Varol, p. 295.

1994 *Ellipsolithus macellus* (Bramlette & Sullivan), Costa & Antunes, p. 386, est. 1, figs. 4a-c.

Descrição: São cocólitos elípticos, que consistem de uma placa muito fina, quase plana, com a área central um pouco comprimida, limitada por uma crista levemente saliente. A área central está longitudinalmente cortada por uma linha comumente interrompida em cada extremidade, por uma pequena abertura arredondada. Ao girar a platina do microscópio, dá a impressão que as estruturas estão interligadas. A birrefringência varia de média a alta. O relevo de baixo a médio. Os exemplares são grandes, variando de 8 a 12 micras, podendo ser encontrados maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985; Costa & Antunes, 1994; Varol, 1989a, 1998).

Discussão: Conforme Bramlette & Sullivan (1961), *E. macellus* ocasionalmente apresenta uma área central menor. Perch-Nielsen (1985) acrescentou que a espécie varia consideravelmente em formato e tamanho. Costa & Antunes (1994) documentou que as formas menores desta espécie são encontradas em sedimentos de idade paleocênica. Para estes autores, *E. macellus* apresenta área central sem perfurações, possuindo apenas dois orifícios coincidentes com os focos da espécie. Foi observado que esta área central diferencia-se de todas as outras espécies do gênero *Ellipsolithus* e dá a ideia, quando vista em nicol cruzado, de estar relacionada à área externa de *E. macellus*.

Distribuição geográfica: Trinidad, sul de Gan, França (Bramlette & Sullivan, 1961); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Ellipsolithus sp.1

Estampa 3F

Descrição: Este elipsolito aparenta um formato ovalado. A sua borda externa possui birrefringência média e é envolvida por pequenas ondulações. A sua parte interna apresenta duas camadas: uma mais externamente, com birrefringência média, sub-circular, outra, no centro do elipsolito, de birrefringência baixa, quase nula, dando

aparência a uma estrutura serrilhada. Foram observados exemplares grandes, com 8,23 micras.

Amplitude estratigráfica: A última ocorrência de *Ellipsolithus* sp.1 foi encontrada na zona N-350 de Antunes (1997) que corresponde biocronoestratigraficamente, neste trabalho, ao Paleoceno Superior.

Discussão: *Ellipsolithus* sp.1 tem seu primeiro registro neste trabalho e, comumente, assemelha-se às outras espécies do gênero pelo seu formato ovalado, variação de tamanho e birrefringência. *Ellipsolithus* sp.1 difere das outras espécies de *Ellipsolithus* por apresentar, internamente, no centro do elipsólito, em um ângulo de quase 45°, um formato serrilhado de birrefringência baixa. *Ellipsolithus* sp. 1 pode ser considerada uma nova espécie, que será descrita formalmente posteriormente.

Distribuição geográfica: Sub-bacia de Sergipe, Baixo de Mosqueiro (este trabalho).

Gênero *Markalius* Bramlette & Martini, 1964

Possuem moderada birrefringência com o círculo luminoso. A sua área central pode ser estreita ou fechada.

Markalius inversus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Bramlette & Martini, 1964

Estampa 3G

1964 *Markalius inversus* (Deflandre in Deflandre & Fert), Bramlette & Martini, p. 302, est. 2, figs. 4-9; est. 7, fig. 2.

1968 *Markalius inversus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954), Bramlette & Martini, Perch-Nielsen, p. 72, est. 24, figs. 1-8; est. 25, fig. 1.

1985 *Markalius inversus* (Deflandre in Deflandre & Fert), Bramlette & Martini. Perch-Nielsen, p. 372, est. 40, figs. 20-22.

2010 *Markalius inversus* (Deflandre in Deflandre & Fert), Panera, p. 196, est. 21, fig. 7.

Descrição: São circulares a subcirculares e possuem elementos radiais que alcançam o centro. Possui uma borda externa, com birrefringência moderada, larga. No centro encontra-se uma estrutura com birrefringência maior, atravessada por duas linhas finas, que se unem, dando um formato de um X. O corte separa quase assimetricamente a estrutura central. O relevo varia de baixo a médio. O tamanho de 5 a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Campaniano ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985; Burnett, 1998; Panera, 2010).

Discussão: Segundo Panera (2010) *M. inversus* apresenta afinidades incertas com outros placólitos. A estrutura do seu escudo externo está tão modificada que poderia estar relacionada a diferentes famílias. É uma espécie muito importante do ponto de vista bioestratigráfico. Em geral, os exemplares do Eoceno são mais pequenos que os do Daniano e muito menos frequentes. Foram identificadas espécies no Daniano com 8,19 micras.

Distribuição geográfica: Sudoeste da França, Tunisia e Alabama (Formação Clayton) (Bramlette & Martini, 1964); Bacia da Paraíba (Andrade *et al.*, 2010); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

6.2.2 – Holococólitos

Família CALYPTROSPHAERACEAE Boudreaux & Hay, 1969

Cocolitoforídeos que são conhecidos a partir do seu estágio holococólito. No Paleogeno, há um grande número de distintos taxas holococólitos.

Gênero *Lanternithus* Stradner, 1962

São sub-hexagonais em vista plana.

Lanternithus duocavus Locker, 1967

Estampas 3H e 3I

1985 *Lanternithus duocavus* (Locker), Perch-Nielsen, p. 454.

1988 *Lanternithus duocavus* (Locker), Aubry, p. 228, figs. 19-24.

1992 *Lanternithus duocavus* (Locker), Costa, p. 57.

Descrição: São pequenos e possuem 6 placas distribuídas ao longo do holococólito com birrefringência que varia de média a alta. Possuem duas perfurações na parte central próximas aos eixos terminais. O relevo varia de baixo a médio. O tamanho de 3 a 8 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Discussão: Costa (1992) difere *L. duocavus* de *L. minutus* pelo contorno hexagonal e pelas duas pequenas aberturas definidas pela justaposição de seis placas. Foi observado que as duas perfurações em *L. duocavus* é uma característica marcante desta espécie e a diferencia de todas as outras do gênero *Lanternithus*. Assim como *L. duocavus* apresenta uma birrefringência alta, normalmente as outras espécies deste gênero também a possui.

Distribuição geográfica: Norte da Alemanha (Aubry, 1988); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Lanternithus sp.1

Estampa 3J

Descrição: Esta espécie apresenta um formato sub-circular e, na sua parte externa, birrefringência alta. Em um ângulo um pouco maior que 45°, observa-se quatro linhas de extinção, posicionadas transversalmente e paralelamente ao eixo no lanternito. O centro deste nanofóssil é oco, visto ao microscópio óptico petrográfico sob nicóis cruzados, e possui birrefringência nula. O seu tamanho é grande, aproximadamente 8,61 micras.

Amplitude estratigráfica: A última ocorrência de *Lanternithus* sp. 1 foi observada na biozona N-350 de Antunes (1997), que corresponde ao Paleoceno Superior.

Discussão: *Lanternithus* sp. 1 tem seu primeiro registro neste trabalho e difere das outras espécies de *Lanternithus* por apresentar uma abertura mediana na parte interna. Normalmente, nos outros *Lanternithus*, esta abertura é menor, exceto em *L. procerus*, mas difere no formato de *Lanternithus* sp.1. *L. duocavus* se mostra diferente da espécie em questão pela sua forma, tamanho e pelas duas perfurações na parte central, próximas aos eixos terminais. *Lanternithus* sp. 1 pode ser considerada uma nova espécie, que posteriormente será descrita formalmente.

Distribuição geográfica: Sub-bacia de Sergipe, Baixo de Mosqueiro (este trabalho).

Gênero *Semihololithus* Perch-Nielsen, 1971

São holocólitos com birefringência média a alta.

Semihololithus kerabyi Perch-Nielsen, 1971

Estampa 3K

1971 *Semihololithus kerabyi* Perch-Nielsen, p. 357, est. 9, figs. 5-7; est. 10, figs. 1-6; est. 14, figs. 19-21.

1985 *Semihololithus kerabyi* (Perch-Nielsen), Perch-Nielsen, p. 454, figs. 13.19, 20.

1988 *Semihololithus kerabyi* (Perch-Nielsen), Aubry, p. 217, figs. 10-21.

1992 *Semihololithus kerabyi* (Perch-Nielsen), Costa, p. 59.

Descrição: Holococólito que possui uma forma cônica, com um corpo basal que vai afinando em direção ao topo. Na parte basal, aparecem estruturas que separam cada ponta da borda. Há uma estrutura em forma de canal na parte central do holococólito, com birrefringência mais baixa do que nas extremidades laterais, que varia de média a alta. O tamanho varia de 3 a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1971; Costa, 1992).

Discussão: Costa (1992) informa que *S. kerabyi* possui a mesma conformação morfoestrutural de *Z. bijugatus*. A autora acrescenta que a conformação alongada de *S. kerabyi* advém da haste bem desenvolvida. Bown (2005a) considera *S. kerabyi* como sinônimo de *Z. bijugatus bijugatus*. Foi observado que a forma alongada de *S. kerabyi* é uma das características que a diferencia das outras espécies do gênero.

Distribuição geográfica: Baía de Biscay (Atlântico) (Aubry, 1988); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Semihololithus tentorium Bown, 2005a

Estampa 3L

2005a *Semihololithus tentorium* Bown, p. 41; est.31, figs. 11-20

Descrição: Holococólitos que possuem um formato triangular, com tamanho mediano, visualizados lateralmente, compreendendo uma fina placa proximal, paredes espessas, que afinam no topo. A parte basal possui duas estruturas separadas, por uma abertura no centro do holococólito com birrefringência baixa. A borda externa possui birrefringência alta. O tamanho geralmente varia de 3 a 8 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior ao Eoceno Inferior (Bown, 2005a).

Discussão: *S. tentorium* pode ser diferenciado de *S. kerabyi*, neste trabalho, tanto no seu formato como em tamanho, pois *S. tentorium* se mostra mais largo e um pouco menor. O espaço interno possui birrefringência baixa. Esta espécie apresenta forma triangular enquanto que *S. kerabyi*, cônica.

Distribuição geográfica: Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

6.2.3 - Nanólitos

Família BRAARUDOSPHAERACEAE Deflandre, 1947

Os nanólitos são construídos a partir de cinco segmentos que formam um pentálito (uma placa com cinco lados), embora contornos estrelados também sejam comuns.

Gênero *Braarudosphaera* Deflandre, 1947

Possuem formato trapezoidal, suturas nas bordas do pentágono. Espécies deste gênero no Paleogeno são muito diversificadas e incluem formas cônicas.

Braarudosphaera bigelowii (Gran & Braarud, 1935) Deflandre, 1947

Estampa 3M

1961 *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud), Bramlette & Sullivan, p. 153, est. 8, figs. 1a-b, 2-5.

2007 *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud), Antunes, p.36, est. 11, figs. 21-26.

2009 *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud), Dunkley Jones *et al.*, p. 399, est. 12, figs. 1-3, 15-16.

2010 *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud), Panera, p. 204, est. 22, figs. 2-4.

Descrição: São nanólitos pentagonais que possuem contorno simétrico, com uma superfície lisa, plana ou levemente côncava. As suturas que envolvem as bordas do pentágono possuem birrefringência baixa. Esta espécie geralmente apresenta considerável variabilidade no tamanho, podendo ser encontrada de 8 a 12 micras e maiores que 12 micras. A birrefringência do nanólito geralmente é alta, porém há exemplares com birrefringência média.

Amplitude estratigráfica: Aptiano ao Quaternário (Perch-Nielsen, 1985; Antunes, 2007; Young, 1998; Dunkley Jones *et al.*, 2009, Panera, 2010).

Discussão: Segundo Antunes (2007), a presença da *B. bigelowii* pode ser controlada pela lâmina d'água, salinidade ou grau de turbulência das águas marinhas. Em sedimentos formados em ambientes distais, *B. bigelowii* costuma ter baixa frequência, com exceção da vasa de *Braarudosphaera* de idade Oligoceno. Nos depósitos quaternários, os exemplares de *B. bigelowii* geralmente apresentam dimensões menores do que 10 micras e exibem birrefringência relativamente baixa. Observou-se que no Paleoceno a maioria das espécies apresentava por volta de 15,04 micras, sendo também identificadas *B. bigelowii* menores que este tamanho. Esta espécie diferencia-se das outras do gênero pela conformação da sua borda e pela amplitude estratigráfica.

Distribuição geográfica: Oceano Atlântico (Farinacci, 1971), Bacia da Paraíba (Andrade *et al.*, 2010); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Gênero *Micrantholithus* Deflandre *in* Deflandre & Fert, 1954

Possuem elementos triangulares e as suturas vão até os vértices do pentágono.

Micrantholithus aequalis Sullivan, 1964

Estampa 3N

1989 *Micrantholithus aequalis* (Sullivan), Aubry, p. 37, figs. 48-51.

Descrição: São pentágonos com formato de estrela, consistindo em 5 segmentos em forma de V. Os seus lados adjacentes são iguais em comprimento e a forma dos raios é levemente afilada. As pontas dos raios são angulares, ou ligeiramente arredondadas. Geralmente, estes nanolitos possuem birrefringência alta, podendo chegar a média. O relevo varia de baixo a médio e o tamanho de 8 a 12 micras, sendo que alguns exemplares podem ser maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Aubry, 1989).

Discussão: Aubry (1989) diferencia *M. aequalis* de *M. pinguis* (Bramlette & Sullivan, 1961) por não ser tão compacto e ter longos e estreitos raios. *M. aequalis* difere de *M. attenuatus* por ser menor e ter segmentos com lados adjacentes iguais em comprimento. O autor ainda acrescenta que *M. aequalis* parece ser um ancestral de *M. attenuatus* (Bramlette & Sullivan, 1961) e *M. flos* (Deflandre *in* Deflandre & Fert,

1954). Foi observado que *M. aequalis* se diferencia de *M. inaequalis* por apresentar simetria nas linhas que cortam o pentárito.

Distribuição geográfica: Formação Lodo, Califórnia (Aubry, 1989); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Micrantholithus inaequalis Martini, 1961a

Estampa 30

1961 *Micrantholithus inaequalis* Martini, p. 7, est. 2, fig. 13; est. 5, fig. 45.

1989 *Micrantholithus inaequalis* (Martini), Aubry, p.41, figs. 69-70.

Descrição: São pentáritos com formato de estrela. Cada segmento possui margem recortadas e raios estreitos com comprimentos desiguais. O comprimento de um raio pode ter cerca de 2/3 do comprimento do outro. Os segmentos estão dispostos de modo que o raio longo é adjacente ao raio curto. A birrefringência é alta, podendo apresentar exemplares com birrefringência moderada. O relevo varia de baixo a médio. O tamanho de 8 a 12 micras, sendo que alguns exemplares podem ser maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno ao Eoceno (Bramlette & Sullivan, 1961).

Discussão: Conforme Martini (1961), *M. inaequalis* difere de *M. vesper* pelos finos raios que possuem comprimentos desiguais dos seus lados. Foi observado também que a conformação das linhas que atravessam *M. inaequalis* diferencia-se da conformação da espécie *M. aequalis*, percebendo-se os eixos assimétricos em *M. inaequalis*. Esta característica pode influenciar nos comprimentos desiguais dos lados em *M. inaequalis*.

Distribuição geográfica: Bacia Aquitaine (França) (Aubry, 1989); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Ordem DISCOASTERALES Hay, 1977

São nanólitos que possuem estrutura de elementos radiantes de um eixo ou centro comum.

Família DISCOASTERACEAE Tan, 1927

São nanolitos discoidais que possuem de 3 a 40 elementos que irradiam de um centro comum.

Gênero *Discoaster* Tan, 1927

O gênero *Discoaster* inclui mais de cem espécies. Existem registros de espécies em forma de roseta que contêm mais que oito raios e as espécies em forma de estrela que contêm menos que 10 raios, e uma série de outros recursos paralelos desta subdivisão.

Discoaster diastypus Bramlette & Sullivan, 1961

Estampa 3P e 3Q

1961 *Discoaster diastypus* Bramlette & Sullivan, p.159, est. 11, figs. 6-8.

1984 *Discoaster diastypus* (Bramlette & Sullivan), Aubry, p. 47, figs. 111-115.

1985 *Discoaster diastypus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 469, figs. 27.16, 20.

1992 *Discoaster diastypus* (Bramlette & Sullivan), Costa, p. 22.

Descrição: Possuem de 9 a 16 raios pontiagudos, unidos ao longo do seu comprimento, com curvatura sinistral vistos lateralmente. Os raios são assimétricos. Na sua área central, possui uma estrutura circular bem ornamentada, melhor visualizada na posição de topo do asterolito e em luz natural. Em vista lateral, observa-se uma estrutura comprida e, no centro desta, uma haste maior na parte superior e menor na inferior. A birrefringência e o relevo são baixos. O tamanho é grande, podendo encontrar espécies com 9,75 micras e acima de 12,74 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985; Costa, 1992).

Discussão: Costa (1992) distingue *D. diastypus* de *D. barbadiensis* por apresentar raios mais aguçados, suturas mais nítidas, haste nos lados proximal e distal e cristas concêntricas. Esta autora difere de *D. elegans* pelas cristas concêntricas espaçadas e pouco distintas. Em relação a *D. saipanensis*, os raios são em maior número e a extremidade menos afilada. Observou-se que *D. diastypus* difere de *D. kuepperi* por apresentar, em visão lateral, em nicóis cruzados, bordas mais largas e ausência de linha de extinção que corta *D. kuepperi* ao meio. Em luz natural, *D. diastypus* apresenta vários raios e tamanho maior quando comparado a *D. kuepperi*.

Distribuição geográfica: Formação Lodo, Califórnia (Aubry, 1984); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Discoaster megastypus (Bramlette & Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1984

Estampa 3R

1961 *Discoasteroides megastypus* Bramlette & Sullivan, p. 163, est. 13, figs. 14a-d, 15a-c.

1984 *Discoaster megastypus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 42.

1985 *Discoaster megastypus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 467, figs. 38.5, 6.

Descrição: Asterolitos que lembram o formato de um cogumelo, com cerca de 30 raios delicados. Possui, no seu comprimento, uma haste com as extremidades um pouco afiladas. É uma estrutura larga, melhor visualizada em vista lateral e luz polarizada, com birrefringência alta na parte externa e baixa na interna. A sua parte basal também possui birrefringência alta e é composta por uma estrutura comprida que fica arredondada nas extremidades. O relevo é médio e o tamanho varia de 5,57 a 12 micras, podendo ser encontradas espécies maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno ao Eoceno Inferior (Bramlette & Sullivan, 1961; Perch-Nielsen, 1985).

Discussão: Segundo Perch-Nielsen (1985), *D. megastypus* apresenta uma parte central luminosa que consiste em um botão central relativamente alto, enquanto que *D. bramlettei* consiste de elementos radiais apenas no topo do cone. Observou-se que *D. megastypus* se diferencia *D. diastypus* por apresentar linha de extinção que atravessa o nanolito, acompanhada de uma base alongada. *D. megastypus* difere de *D. kuepperi* também pela presença de uma base alongada vista em nicóis cruzados e, em luz natural, mais raios que em *D. kuepperi*.

Distribuição geográfica: Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Família FASCICULITHACEAE Hay & Mohler, 1967

Nanolitos em formato cônico, consistindo de 10 a 30 formatos triangulares, com elementos organizados radialmente. Outros possuem formatos diversos.

Fasciculithus Bramlette & Sullivan, 1961

Possuem ciclos distais distintos que aparentemente são desenvolvidos em algumas espécies, mas estas provavelmente são formadas por elementos dobrados, em vez de serem novas unidades de cristal.

Fasciculithus alanii Perch-Nielsen, 1971b

Estampa 3S

1971 *Fasciculithus alanii* Perch-Nielsen, p. 351, est. 1, figs. 1-3, est. 9, fig. 4, est. 14, figs. 13, 14.

1985 *Fasciculithus alanii* (Perch-Nielsen), Perch-Nielsen, p. 483, figs. 38.33, 34; 39.1.

1989 *Fasciculithus alanii* (Perch-Nielsen), Aubry, p. 119, figs. 56-61.

Descrição: Apresenta uma coluna com seção transversal em forma de estrela, consistindo de elementos em forma de cunha. Depressões raras. Possui uma agulha apical, fina e alta, constituída por uma fileira de elementos laterais da coluna. A sua birrefringência é alta e o relevo varia de alto a médio. Seu tamanho é grande (9,16 micras), podendo chegar a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Perch-Nielsen, 1985; Aubry, 1989).

Discussão: Aubry (1989) distingue *F. alanii* das outras espécies de *Fasciculitos* por sua agulha apical e pelo contorno da sua seção transversal. Observou-se que, com relação à birrefringência, *F. alanii* normalmente apresenta birrefringência média a alta assemelhando-se às espécies *F. aubertae*, *F. billii*, *F. bitectus*, *F. chowii*, *F. involutus*, *F. pileatus*, *F. richardii*, *F. thomasi* e *F. tympaniformis*.

Distribuição geográfica: Bacia de Biscay, (Aubry, 1989); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Fasciculithus aubertae Haq & Aubry, 1981

Estampa 3T

1981 *Fasciculithus aubertae* Haq & Aubry, p. 301, est. 1, fig. 14; est. 5, fig. 1.

1985 *Fasciculithus aubertae* (Haq & Aubry), Perch-Nielsen, p. 483, fig. 38.

1989 *Fasciculithus aubertae* (Haq & Aubry), Aubry, p. 115, figs. 23-26.

2005a *Fasciculithus aubertae* (Haq & Aubry), Bown, p. 44, est. 40, figs. 16-17.

Descrição: Possuem um contorno aproximadamente retangular com os cantos distais ligeiramente arredondados. Os raios de cristais estão organizados em um

feixe com pequenas saliências exteriores. Há uma abertura diagnóstica, nesta espécie, localizada na área central do nanolito. Esta abertura possui birrefringência baixa. Como um todo, estes heterococólitos têm birrefringência alta. O relevo varia de médio a alto. O tamanho de 3 a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985; Bown, 2005a).

Discussão: Neste trabalho, *F. aubertae* pode ser facilmente distinguido das outras espécies do gênero *Fasciculithus* pela pequena abertura situada na parte mediana do fasciculito.

Distribuição geográfica: Jordan (Aubry, 1989); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Fasciculithus billii Perch-Nielsen, 1971

Estampa 3U

1971 *Fasciculithus billii* Perch-Nielsen, p. 352, est. 4, fig. 11; est. 5, figs. 5-10; est. 14, figs. 31-33.

1985 *Fasciculithus billii* (Perch-Nielsen), Perch-Nielsen, p. 483, figs. 38.48, 49.

1989 *Fasciculithus billii* (Perch-Nielsen), Aubry, p. 127, fig. 95-101.

Descrição: Possui uma coluna ligeiramente alargada nas extremidades distal e proximal, mas sem um flange distinto. É composto por cunhas separadas por sulcos profundos. Extremidade distal plana, que consiste de vários ciclos concêntricos de pequenos elementos. A parte superior do nanolito é mais larga que a inferior. A birrefringência é alta, às vezes média. O seu tamanho normalmente varia de 5 a 12,23 micras.

Amplitude estratigráfica. Paleoceno Superior (Aubry, 1989).

Discussão: Segundo Aubry (1989), o lado distal plano de *F. billii* é semelhante ao lado distal de *D. multiradiatus*. Foi observado neste trabalho que a espécie *F. billii* diferencia-se das outras espécies do gênero *Fasciculithus* pela conformação das suas bordas, assemelhando-se a uma “borboleta”, com as “asas” da parte superior do fasciculito maiores que as “asas” da parte inferior. A birrefringência, normalmente, assemelha-se a das outras espécies do gênero.

Distribuição geográfica: Bacia de Biscay (Aubry, 1989); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Fasciculithus bitectus Romein, 1979

Estampa 3V e 3W

1979 *Fasciculithus bitectus* Romein, p. 149, est. 9, fig. 5.

1985 *Fasciculithus bitectus* (Romein), Perch-Nielsen, p. 483, figs. 38.23, 24.

1989 *Fasciculithus bitectus* (Romein), Aubry, p. 131, figs. 121-123.

Descrição: A coluna desta espécie é constituída por 20 a 30 elementos com superfícies exteriores lisas. Esta coluna afunila ligeiramente na direção proximal e apresenta uma depressão cônica basal. Há um cone que se estende tanto no sentido distal como no lateral, estendendo-se, também, para quase a margem da coluna. Este cone é centralmente deprimido e possui elementos no ciclo distal. O seu tamanho varia de 7,76 a 10,51 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Perch-Nielsen, 1985).

Discussão: Para Romein (1979), esta espécie difere de *F. janii* pela presença de um ciclo distal. Observou-se neste trabalho que a conformação da parte superior de *Fasciculithus bitectus* diferencia-se das outras espécies de *Fasciculithus*. *Fasciculithus bitectus* difere de *F. chowii* por apresentar a região inferior, levemente, mais comprida que *F. chowii* e região superior com estrutura que aparenta leves camadas justapostas.

Distribuição geográfica: Espanha (Aubry, 1989); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Fasciculithus chowii Varol, 1989a

Estampa 3X

1989a *Fasciculithus chowii* Varol, p. 297, est. 12.5, figs. 11-13.

1992 *Fasciculithus chowii* (Varol), Costa, p. 77.

Descrição: O contato entre a coluna e o cone é sempre reto. A coluna é normalmente reduzida e com concavidade fortemente proximal, enquanto o cone se estende distalmente a uma altura quase igual a metade da coluna, mas é reduzida

lateralmente. O seu diâmetro é sempre menor que o da coluna. Possui uma alta cor de interferência, o seu relevo varia de médio a alto e o tamanho de 5,3 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Inferior (Varol, 1989a).

Discussão: Segundo Varol (1987 *apud* Costa, 1992), *F. chowii* difere de *F. bilii* e *F. ulli* por apresentar coluna com face distal plana e cone proeminente. *F. chowii* também se diferencia de *F. pileatus*, *F. jani* e *F. bitectus* pela conformação do cone. Observou-se neste trabalho que geralmente as espécies identificadas de *F. chowii* eram menores que *F. bitectus*.

Distribuição geográfica: Seção Kokaksu, Zonguldak, Turkey boreal (Varol, 1989a); Dorsal de Walvis (Agnini *et al.*, 2007); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Fasciculithus involutus Bramlette & Sullivan, 1961

Estampa 4A

1961 *Fasciculithus involutus* Bramlette & Sullivan, p. 483, figs. 38.52.

1967 *Fasciculithus involutus* (Bramlette & Sullivan), Hay & Mohler, p. 1537, est. 203, figs. 1, 3, 6, 9; est. 204, figs. 4, 8, 9.

1985 *Fasciculithus involutus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 483, figs. 38.39, 40; 39.5.

1989 *Fasciculithus involutus* (Bramlette & Sullivan), Aubry, p. 115, figs. 27-40.

1995 *Fasciculithus involutus* (Bramlette & Sullivan), Bralower & Mutterlose, p. 57, est. 7, fig. 7.

2005a *Fasciculithus involutus* (Bramlette & Sullivan), Bown, p. 45, est. 40, figs. 24-27.

2008 *Fasciculithus involutus* (Bramlette & Sullivan), Steurbaut & Sztrákos, p. 24, est. 3, fig. 10.

Descrição: Esta espécie possui uma forma cilíndrica curta, com visão de uma roseta com cerca de dez pétalas arredondadas. Ambas as extremidades são um pouco côncavas. Apresenta um pequeno botão central na extremidade superior. É comumente compacta com sulcos superficiais. Possui birrefringência alta e relevo que varia de médio a alto. O seu tamanho médio (6,02 micras) pode chegar a muito grande (maior que 12 micras).

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985; Bown, 2005a; Steurbaut & Sztrákos, 2008).

Discussão: Bralower & Mutterlose (1995) diferencia esta espécie de *F. tympaniformis* pelo seu formato quase quadrado. Observou-se que *Fasciculithus involutus* apresenta como característica marcante leves ranhuras paralelas que a distingue das outras espécies de *Fasciculithus*. A birrefringência, normalmente alta, assemelha-se as outras espécies deste gênero.

Distribuição geográfica: Formação Lodo, Califórnia (Aubry, 1989); Dorsal de Walvis (Raffi *et al.*, 2009); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Fasciculithus pileatus Bukry, 1973b

Estampa 4B

1973b *Fasciculithus pileatus* Bukry, p. 307, est. 1, fig. 7-9; est. 2, figs. 1-5.

1985 *Fasciculithus pileatus* (Bukry), Perch-Nielsen, p. 483, figs. 38.59-61.

1989 *Fasciculithus pileatus* (Bukry), Aubry, p. 131, figs. 107-114.

2008 *Fasciculithus pileatus* (Bukry & Percival), Steurbaut & Sztrákos, p. 25, est. 3, figs. 23-26.

Descrição: Espécie em formato de cone, coberta por uma tampa em forma de lente (côncava), que não se prolonga até a coluna. À luz polarizada, a coluna está dividida ao meio, e com a tampa formam três brilhantes áreas distintas, com birrefringência alta, numa visão lateral. O seu relevo é alto e o tamanho é por volta de 6,34 micras, podendo ser encontradas espécies maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Bukry, 1973b; Steurbaut & Sztrákos, 2008).

Discussão: No ponto de vista de Perch-Nielsen (1985), *F. stonehengei* (Hag & Aubry, 1980) e *F. merloti* (Pavsic, 1977) são provavelmente sinônimos de *F. pileatus* que, juntamente com *F. janii* (Perch-Nielsen, 1971), é caracterizado por um disco distal. Em *F. pileatus*, o disco distal se sobrepõe levemente ou não se sobrepõe à coluna proximal, enquanto esta sobreposição se percebe claramente em *F. janii*. Observou-se que o disco distal de *F. pileatus* lembra o formato de uma “tampa” que levemente se encaixa a coluna proximal.

Distribuição geográfica: Oceanos Pacífico, Índico e Atlântico; Mar do Caribe (Aubry, 1989); Dorsal de Walvis (Agnini *et al.*, 2007); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Fasciculithus richardii Perch-Nielsen, 1971

Estampas 4C e 4D

1971 *Fasciculithus richardii* Perch-Nielsen, p. 355, est. 8, figs. 1-6; est. 9, fig. 2; est. 14, figs. 5-7.

1985 *Fasciculithus richardii* (Perch-Nielsen), Perch-Nielsen, p. 484, fig. 39.4.

1989 *Fasciculithus richardii* (Perch-Nielsen), Aubry, p. 123, figs. 85-92.

2011 *Fasciculithus richardii* (Perch-Nielsen), Self-trail, p.17, est. 8, figs. 8-10.

Descrição: Um grande fasciculito robusto, com um contorno um pouco cúbico, fendas na coluna e um cone moderadamente alto. Possui birrefringência e relevo alto. O tamanho é grande, podendo ser encontrados exemplares maiores que 14,15 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior (Perch-Nielsen, 1985; Self-trail, 2011).

Discussão: Segundo Perch-Nielsen (1985), o holótipo de *F. richardii* tem uma coluna proximal cúbica com uma base quase quadrada. Os lados da coluna são subdivididos verticalmente e horizontalmente por depressões. É considerada por Romein (1979) uma variação de *F. schaubii*. Observou-se que as variações de tamanho das espécies de *Fasciculithus richardii* foram maiores que as outras espécies identificadas do gênero *Fasciculithus*. Normalmente, *Fasciculithus richardii* apresenta uma ponta afilada de birrefringência baixa, vista em nicóis cruzados, quase imperceptível. Em microscopia eletrônica, esta estrutura é melhor identificada. Esta característica difere a espécie em questão dos outros fasciculitos identificados.

Distribuição geográfica: Baía de Byscai, Atlântico (Aubry, 1989) Dorsal de Walvis, (Raffi *et al.*, 2009); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Fasciculithus schaubii Hay & Mohler, 1967

Estampa 4E

1967 *Fasciculithus schaubii* Hay & Mohler, p. 1536, est. 203, figs. 2,4,7,10; est. 204, figs. 1-3, 5-7.

1985 *Fasciculithus schaubii* (Hay & Mohler), Perch-Nielsen, p. 484, fig. 39.3.

1989 *Fasciculithus schaubii* (Hay & Mohler), Aubry, p. 123; figs. 73-84.

Descrição: Esta espécie possui um formato levemente triangular, possuindo em sua porção superior um cone alto e na sua porção inferior duas pontas afiladas. Percebeu-se uma linha de extinção no centro do nanolito, dando a impressão de que suas partes estão quase simetricamente separadas. Em nicóis cruzados, no geral, a

espécie possui birrefringência alta a média. Observou-se leves suturas na camada birrefringente. O seu tamanho variou entre 9,25 a 9,51 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior (Romein, 1979; Aubry, 1989).

Discussão: Hay & Mohler (1967) assemelha *F. schaubii* a *F. involutus* na escultura da sua base, porém *F. involutus* não possui o cone alongado. Romein (1979) considerou a espécie em questão como variação de *F. richardii*, com maior número de elementos. Neste trabalho, percebeu-se que a espécie *F. schaubii* assemelha-se com *F. richardii*, porém *F. schaubii* é menos larga que *F. richardii* e possui alongamento do cone, na sua parte superior, mais visível. Observou-se que ambas possuem suturas na camada birrefringente.

Distribuição geográfica: Aquitaine, França; Dorsal de Walvis (Raffi et al., 2009); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Fasciculithus thomasii Perch-Nielsen, 1971

Estampa 4F

1971 *Fasciculithus thomasii* Perch-Nielsen, p. 353, est. 6, figs. 5, 6; est. 9, fig. 3.

1985 *Fasciculithus thomasii* (Perch-Nielsen), Perch-Nielsen, p. 483, figs. 38.29, 30; 39.2.

1989 *Fasciculithus thomasii* (Perch-Nielsen), Aubry, p. 115, figs. 48-50.

2005a *Fasciculithus thomasii* (Perch-Nielsen), Bown, p. 45, est. 40, figs. 18-20.

Descrição: Esta espécie tem um formato de sino, com os lados ligeiramente côncavos na parte inferior da coluna e convexos na parte superior. Possui birrefringência média a alta e o relevo alto. O tamanho varia de 5 a 10,67 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985; Bown, 2005a).

Discussão: Aubry (1989) acrescenta que *F. thomasii* apresenta um padrão alveolar. Foi observado neste trabalho que esta característica distingue *F. thomasii* dos outros fasciculitos identificados. A cor da birrefringência normalmente se assemelha a das outras espécies do gênero *Fasciculithus*.

Distribuição geográfica: Baía de Byscai, Atlântico (Aubry, 1989); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Fasciculithus tympaniformis Hay & Mohler in Hay et al., 1967

Estampa 4G

1967 *Fasciculithus tympaniformis* (Hay & Mohler in Hay et al.), p. 447, est. 8-9, figs.1-5.

1985 *Fasciculithus tympaniformis* (Hay & Mohler in Hay et al.), Perch-Nielsen, p. 483, figs. 38.37, 38; 39.10.

1989 *Fasciculithus tympaniformis* (Hay & Mohler in Hay et al.), Aubry, p. 111, figs. 13-22.

1992 *Fasciculithus tympaniformis* (Hay & Mohler in Hay et al.), Costa, p. 28.

1995 *Fasciculithus tympaniformis* (Hay & Mohler in Hay et al.), Bralower & Mutterlose, p. 58, est. 7, figs. 5-6.

2005a *Fasciculithus tympaniformis* (Hay & Mohler in Hay et al.), Bown, p. 45, est. 40, figs. 21-23.

2008 *Fasciculithus tympaniformis* (Hay & Mohler in Hay et al.), Steubaut & Sztrákos, p. 25, est. 2, fig. 25.

Descrição: São fasciculitos curtos e subcilíndricos. Possuem uma extremidade ligeiramente pontiaguda e outra côncava. A linha de extinção é mediana. A superfície é lisa e sem ornamentação. A birrefringência e o relevo são altos. O tamanho varia de pequeno a médio, de 4,93 a 6,5 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Inferior ao Eoceno Inferior (Romein, 1979; Perch-Nielsen, 1985; Bown, 2005a; Steubaut & Sztrákos, 2008).

Discussão: Costa (1992) distingue *F. tympaniformis* dos outros fasciculitos. A autora difere de *F. clinatus* pelo formato cilíndrico. Observou-se que, em contraste com *F. involutus*, *F. tympaniformis* difere pela superfície e contorno liso em vista lateral. Comparando ao *F. magnus*, a espécie em questão, apresenta conformação na coluna, posse de um cone vestigial e menor tamanho. Bown (2005a) aborda a possibilidade de *F. tympaniformis* e *F. involutus* serem sinônimos.

Distribuição geográfica: Bacia Aquitaine, França (Aubry, 1989); Dorsal Marginal da Costa do Marfim-Gana (Shafik et al., 1998); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Família HELIOLITHACEAE Hay & Mohler, 1967

Nanolitos discoidais que consistem de pelo menos dois ciclos sobrepostos de unidades cristalinas.

Gênero *Bomolithus* Roth, 1973

Em luz polarizada, em vista plana, somente a coluna central é brilhante.

Bomolithus conicus (Perch-Nielsen, 1971) Perch Nielsen, 1984

Estampa 4H

1971 *Heliolithus conicus* Perch-Nielsen, p. 56, est. 1, figs. 1-3; est. 7, figs. 37-38.

1984 *Bomolithus conicus* (Perch-Nielsen) Perch-Nielsen, p.42.

1992 *Bomolithus conicus* (Perch-Nielsen), Costa, p. 34.

Descrição: Possui um ciclo distal com baixa birrefringência, um ciclo mediano bem desenvolvido, com alta birrefringência e uma pequena coluna central, também com alta birrefringência. Suas linhas de extinção são pouco distintas. O relevo é médio e o tamanho varia de 7,11 a 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Perch-Nielsen, 1984; Costa, 1992).

Discussão: Costa (1992) diferencia os exemplares do gênero *Heliolithus* de *B. conicus*, pois esta espécie apresenta-se sempre formada pelo ciclo distal, pelo ciclo mediano e pela coluna central. Observou-se que a espécie em questão comparada a *Heliolithus kleinpellii*, em nicóis cruzados, apresenta birrefringência mais alta. Assim como em *Heliolithus kleinpellii*, *Bomolithus conicus*, em luz natural, mostra as divisões das suas camadas.

Distribuição geográfica: Baía da Biscaya (Perch-Nielsen, 1971); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Gênero *Heliolithus* Bramlette & Sullivan, 1961

Em vista plana, o nanolito inteiro é brilhante. Em luz natural, suas camadas podem ser melhor identificadas.

Heliolithus kleinpellii Sullivan, 1964

Estampa 4I

1964 *Heliolithus kleinpellii* Sullivan, p. 193, est. 12, fig. 5.

1967 *Heliolithus kleinpellii* (Sullivan), Hay & Mohler, p. 1531, est. 199, figs. 4-7; est. 200, figs. 1-4.

1985 *Heliolithus kleinpellii* (Sullivan), Perch-Nielsen, p. 484, figs. 38.11, 12; 40.5, 6.
1992 *Heliolithus kleinpellii* (Sullivan), Costa, p. 35.

Descrição: As espécies consistem de dois discos quase unidos e uma pequena depressão central. O disco mediano é cerca de dois-terços do diâmetro do disco distal. Possuem linhas de extinção estreitas na parte central. No geral, a birrefringência é alta, o relevo varia de médio a alto e o tamanho é grande, podendo ser encontrados exemplares com 21,36 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Perch-Nielsen, 1985; Costa, 1992).

Discussão: Costa (1992) diferencia *H. kleinpellii* dos demais heliolitos por apresentar um tamanho grande e ciclos distal e mediano com borda serrilhada e crenulada. Foi observado que, quando comparada a *Bomolithus conicus*, *Heliolithus kleinpellii* apresenta birrefringência mais alta na região central. Normalmente as espécies de *Heliolithus kleinpellii* são maiores que as de *Bomolithus conicus*.

Distribuição geográfica: Formação Lodo, Califórnia (Aubry, 1989); Bacia do Ceará (Cunha, 1990); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Dorsal Marginal da Costa do Marfim-Gana (Shafik *et. al.*, 1998); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Família SPHENOLIHACEAE Deflandre, 1952

Nanolitos em forma cônica, que consistem em vários ciclos sobrepostos de todos os elementos, que irradiam de um ponto comum de origem.

Gênero *Sphenolithus* Deflandre *in* Grasse, 1952

Nanolitos com formato cônico em que os eixos dos elementos correm ao longo do seu comprimento, irradiando de um ponto comum.

Sphenolithus acervus Bown, 2005a

Estampas 4J e 4K

2005a *Sphenolithus acervus* Bown, p. 45, est. 43, figs.13-19.

Descrição: Este esfenolito apresenta uma estrutura robusta, globular e sem espinhos. A sua birrefringência é alta. Possui um relevo que varia de alto a médio e o tamanho muito grande, atingindo exemplares com 16,61 e 17,79 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Bown, 2005a).

Discussão: Bown (2005a) diferencia *S. acervus* de *S. moriformis* pela sua largura, sendo o primeiro mais largo e apresentando tamanho maior que 8 micras. Observou-se que os exemplares identificados apresentavam tamanho igual e superior a 16,61 micras. *S. acervus* diferencia-se de *S. anarrhopus*, além do tamanho, pela conformação dos seus raios ao girar a platina, em nicóis cruzados.

Distribuição geográfica: Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Sphenolithus anarrhopus Bukry & Bramlette, 1969

Estampas 4L e 4M

1969 *Sphenolithus anarrhopus* Bukry & Bramlette, p. 140, est. 3, figs. 5-8.

1985 *Sphenolithus anarrhopus* (Bukry & Bramlette), Perch-Nielsen, p. 520, figs. 70.

1989 *Sphenolithus anarrhopus* (Bukry & Bramlette), Aubry, p. 185, figs. 208-212.

1992 *Sphenolithus anarrhopus* (Bukry & Bramlette), Costa, p. 43.

1995 *Sphenolithus anarrhopus* (Bukry & Bramlette), Bralower & Mutterlose, p. 59, est. 7, fig. 20.

2005a *Sphenolithus anarrhopus* (Bukry & Bramlette), Bown, p. 46, est. 43, figs. 30-34; est. 44, figs. 1-5.

Descrição: Esta espécie se mostra como um grupo relativamente compacto de espinhos basais e um espinho apical raro. O espinho desta espécie varia consideravelmente em comprimento. Ao girar a platina em um ângulo aproximado de 45°, observa-se um “único” espinho que se destaca, enquanto o outro está totalmente extinto. A birrefringência varia de média a alta e o relevo de baixo a médio. O tamanho deste nanolito mede por volta de 9,86 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Perch-Nielsen, 1985; Bown, 2005a).

Discussão: Costa (1992) difere *S. anarropus* de *S. furcatolithoides* (Locker, 1967) pela conformação do espinho centro-distal. Diferencia de *S. obtusus* (Bukry, 1971) pelo maior tamanho da coluna basal e do espinho centro-distal levemente oblíquo.

Observou-se que, comparada a *S. primus* (Perch-Nielsen 1971), *S. acervus* e *S. moriformis*, a espécie em questão apresenta um espinho centro-distal. Com relação à *S. spiniger* (Bukry, 1971), *S. anarrhopus* apresenta coluna basal mais curta, quadrangular em vista lateral, dividida pelas linhas de extinção em quatro partes aproximadamente similares.

Distribuição geográfica: Platô Blake, Atlântico Norte (Aubry, 1989); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Sphenolithus moriformis (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967

Estampa 4N

1960 *Nannoturbella moriformis* Brönnimann & Stradner, p. 368, figs. 11-16.

1967 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner), Bramlette & Wilcoxon, p. 124, est. 3, figs. 1-6.

1989 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner), Aubry, p. 159, figs. 17-34.

1998 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner), Young, p. 256, est. 8.6, figs. 4, 6-8.

2005a *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner), Bown, p. 45, est. 43, figs. 10-12.

2009 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner), Dunkley Jones *et. al.*, p. 403, est. 14, fig. 1.

Descrição: Esfenolitos que possuem um tamanho pequeno a médio, sem espinhos e com uma superfície superior em forma de cúpula. Por isso, eles têm um aspecto floriforme. As linhas de extinção dividem o nanolito em quatro quadrantes. A birrefringência varia de média a alta; o relevo de baixo a médio; o tamanho de 3 a 8 micras.

Amplitude estratigráfica. Paleoceno ao Mioceno Superior (Perch-Nielsen, 1985; Young, 1998; Dunkley Jones *et. al.*, 2009).

Discussão: Para Bramlette & Wilcoxon (1967), a forma típica gradualmente se torna um pouco mais cônica. Observou-se que *Sphenolithus moriformis* assemelha-se a *Sphenolithus acervus*, porém o tamanho da espécie em questão é bem menor e a conformação dos raios se dispõe de forma diferente. Uma característica importante observada, que diferencia *Sphenolithus moriformis* de *Sphenolithus anarrhopus*, é a ausência do espinho centro-distal.

Distribuição geográfica: Formação Alkazar, Cuba (Bramlette & Wilcoxon, 1967); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Família LITHOSTROMATIONACEAE Deflandre, 1959

Nanofósseis relativamente grandes, confinados a áreas epicontinentais. Morfologicamente, eles possuem formato de placas com raios e sulcos interconectados, lembrando as espículas internas em dinoflagelados. Em luz polarizada, apresentam baixíssima birrefringência.

Gênero *Tribrachiatus* Shamrai, 1963

Inicialmente possuíam seis raios, formados por duas superposições de um grupo de três raios.

Tribrachiatus digitalis (Aubry, 1996)

Estampa 4O

1996 *Tribrachiatus digitalis* Aubry, p. 239-253.

1997 *Rhomboaster digitalis* (Aubry) Bybell & Self-Trail, p. 102, est. 2, figs. 3-7.

2005a *Tribrachiatus digitalis* (Aubry), Bown, p. 45, est. 42, fig. 1.

Descrição: Possui um único ciclo, com formato tri-irradiado, com longas bifurcações nas pontas dos raios. A sua birrefringência varia de baixa a alta, comumente são menos visualizados na luz polarizada, apresentando um aspecto quase extinto. Para a identificação desta espécie, recomenda-se a visualização em luz natural, onde pode-se observar melhor suas estruturas. Geralmente eles são médios a grandes, podendo encontrar espécies maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Aubry, 1996; Bybell & Self-trail, 1997; Bown, 2005a).

Discussão: Para Bown (2005a), *T. digitalis* assemelha-se ao *T. orthostylus*, conforme mostram as morfologias transicionais das espécies. Observou-se neste trabalho que *T. digitalis* apresenta um formato de Y ao contrário, contendo nas pontas bifurcações. Esta é uma característica que diferencia a espécie em questão de *T. orthostylus*, que não possui bifurcações nas bases.

Distribuição geográfica: Seção Owaina-Gurnah no Egito (Aubry, 1996); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Tribrachiaustus bramlettei (Brönnimann & Stradner, 1960) Proto Decima *et al.*, 1975

Estampa 4P

1960 *Marthasterites bramlettei* Brönnimann & Stradner, p. 366, figs. 17-20, 23, 24.

1985 *Tribrachiaustus bramlettei* (Brönnimann & Stradner), Perch-Nielsen, p. 537, figs. 89.22, 23; 90.13.

1988 *Tribrachiaustus bramlettei* (Brönnimann & Stradner), Aubry, p. 25, fig. 13.

1994 *Tribrachiaustus bramlettei* (Brönnimann & Stradner), Costa & Antunes, p. 389, est. 3, figs. 1a-d, 2a-b.

Descrição: Asterolitos que possuem seis braços, com formato de dois triângulos sobrepostos, distribuídos simetricamente. Os braços são iguais em comprimento e as suas pontas são arredondadas ou levemente curvadas. Dois dos seis braços são ligeiramente assimétricos. A sua birrefringência varia de baixa a alta. Há muitos exemplares que apresentam birrefringência quase extinta que, para melhor identificação das estruturas, utiliza-se a luz natural. O tamanho é normalmente médio a grande, podendo ser encontrados exemplares maiores que 12 micras.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior (Aubry, 1988; Antunes, 1990; Costa & Antunes, 1994).

Discussão: Costa & Antunes (1994) difere *T. bramlettei* de *T. contortus* pelo ângulo dos raios superiores e inferiores intercalados. Os autores diferenciam *T. orthostylus* de *T. bramlettei* pelo arranjo hexarradiado, possuindo raios de extremidade quase sempre arredondada ou, por vezes, pontiaguda. Observou-se também, neste trabalho, que o arranjo hexarradiado de *T. bramlettei* difere da espécie *T. digitalis*.

Distribuição geográfica: Distrito Quseir, Egito (Aubry, 1988); Bacia do Espírito Santo (Costa, 1992); Bacia de Dahomey (Alves, 2007); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

Filo DINOPHYTA Raven *et al.* 2007

Classe DINOPHYCEAE Fritsch, 1929

Ordem THORACOSPHAERALES Tangen *in* Tangen *et al.*, 1982

Possuem contorno volumétrico com projeções longas em vários planos.

Família THORACOSPHAERACEA Shiller, 1930

Esta família está relacionada a cistos de dinoflagelados calcários.

Gênero *Thoracosphaera* Kamptner, 1927

São observados vários elementos prismáticos, que ficam perceptíveis à medida que a platina é girada. Observa-se também que, com a movimentação da platina giratória, partes da *Thoracosphaera* ficam extintas, dificultando a visualização da espécie como um todo. Muitas vezes, há dificuldade na identificação da espécie, devido ao uso da microscopia óptica, que mascara os seus detalhes.

Thoracosphaera spp. Antunes, 2007

Estampas 4Q e 4R

2007 *Thoracosphaera* spp. Antunes, p. 42, figs. 11-15.

Descrição: As características desta espécie são semelhantes às do gênero. Acrescentando a sua birrefringência que varia de média a alta. Os seus exemplares possuem grandes dimensões, podendo ser encontrados maiores que 12 micras. Normalmente, são encontrados maiores quantidades de fragmentos deste nanolito do que espécies inteiras.

Amplitude estratigráfica: Cretáceo ao Holoceno (Antunes, 2007).

Discussão: As características de *Thoracosphaera* spp. assemelham-se as apresentadas em *Thoracosphaera fossata* (Jafar, 1975) e *Thoracosphaera operculata* (Bramlette & Martini, 1964). Observou-se que *Thoracosphaera* spp. se diferencia das outras espécies de *Thoracosphaera*, por apresentar uma estrutura com vários cubos sem conformação, que lembram um formato de “papel amassado”.

Distribuição geográfica: Bacia da Paraíba (Andrade *et al.*, 2010); Sub-bacia de Sergipe (neste trabalho).

CAPÍTULO VII

BIOESTRATIGRAFIA DOS POÇOS ESTUDADOS NA SUB-BACIA DE SERGIPE

7.1 - BIOZONEAMENTO

Nos poços estudados, para atribuição das idades absolutas, utilizou-se a tabela proposta por Gradstein *et al.* (2004). A datação bioestratigráfica foi baseada em Antunes (1997) (FIG.19) e biocronoestratigraficamente correlacionada com os zoneamentos internacionais propostos por Martini (1971), Okada & Bukry (1980) e Varol (1998) (FIG.18).

Gradstein <i>et al.</i> (2004) Estágio		Biozoneamento de Nanofósseis						
		Martini (1971)	Okada & Bukry (1980)	Varol (1998)	Antunes (1997)			
PALEOCENO SUPERIOR	Thanetiano	NP9B	CP8B	NÃO ZONEADO	N -350			
		NP9A	CP8A					
		NP8	CP7					
		NP7	CP6					
		NP6	CP5					
PALEOCENO MÉDIO	Selandiano	NP5	CP4	NNTp10	N -330			
				NNTp9				
		PALEOCENO INFERIOR	Daniano	NP4	CP3	NNTp8	N -307	
						NNTp7		B
								A
NNTp6								
NP3	CP2			NNTp5	B			
				A				
				F				
				E				
				D				
				C				
				B				
				A				
		NNTp3						
NP2	CP1B	NNTp2		G	N -305			
				F				
			E					
			D					
			C					
NP1	CP1A	NNTp1	B					
			A					

Figura 18: Correlação dos zoneamentos internacionais com o arcabouço de Antunes (1997), adotado neste trabalho. Modificado de Alves (2007).

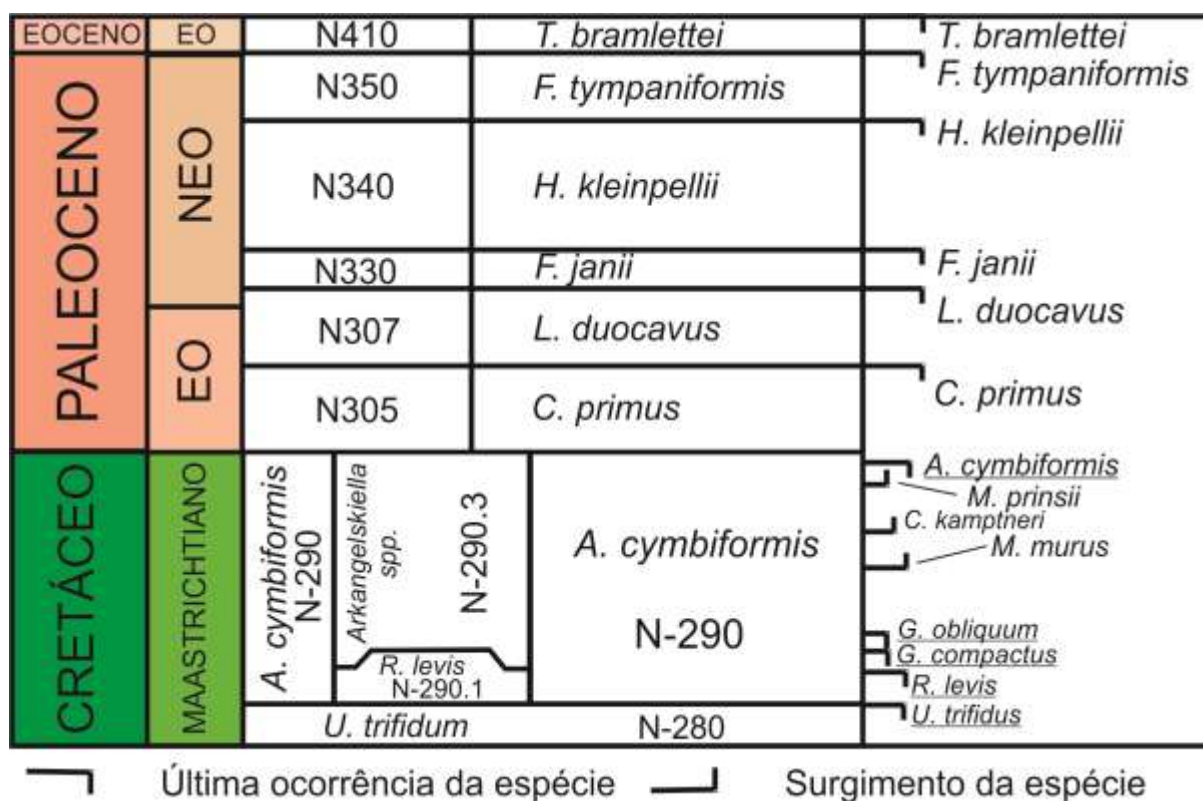


Figura 19: Zoneamento bioestratigráfico proposto por Antunes (1997) para as bacias da margem leste brasileira do intervalo Cretáceo-Eoceno.

7.2 – BIOESTRATIGRAFIA

7.2.1 – Bioestratigrafia do poço GCM1

Para a bioestratigrafia do poço GCM1, foram analisadas 40 lâminas do intervalo 786 m a 1.134 m. Foram encontradas quatro biozonas, correspondentes ao Paleoceno Superior, Médio e Inferior (APÊNDICE F) (FIG.21; FIG.23).

O Paleoceno Superior foi datado em 786 m pela extinção de *Fasciculithus tympaniformis*. A biozona dada pela última ocorrência desta espécie, neste trabalho, corresponde a N-350 de Antunes (1997) e pode ser correlacionada biocronoestratigraficamente com as zonas NP9B/NP7 de Martini (1971) e CP8B/CP6 de Okada & Bukry (1980).

A biozona *Fasciculithus pileatus/Fasciculithus billi*, que caracterizou o Paleoceno Médio em 912 m, foi marcada pela extinção destas espécies. Esta

biozona corresponde a N-330 de Antunes (1997) e pode ser correlacionada com as biozonas NP5 de Martini (1971) e CP4 de Okada & Bukry (1980).

O Paleoceno Inferior foi marcado pela presença de duas biozonas. A primeira, na parte superior deste intervalo, em 1002 m, foi caracterizada pela extinção da espécie *Lanternithus duocavus*, que data a N-307 de Antunes (1997). Esta zona correspondeu à NP4 e NP3 de Martini (1971), CP3 e CP2 de Okada & Bukry (1980) e NNTp8, NNTp7, NNTp6, NNTp5, NNTp4, NNTp3 e NNTp2F/G de Varol (1998). A segunda, na profundidade de 1038 m, em sua porção inferior, pela extinção de *Cruciplacolithus primus* que, biocronoestratigraficamente, equivale a N-305 de Antunes (1997), correlacionando-se com as zonas NP2 e NP1 de Martini (1971), CP1 (A/B) de Okada & Bukry (1980) e NNTp2A/E e NNTp1 de Varol (1998).

Nas biozonas N-330 e N-307, houve diminuição na abundância dos nanofósseis, provavelmente devido a estresses ambientais causados pela passagem de climas mais quentes no Paleoceno Inferior em direção a climas mais frios no Paleoceno Médio (Haq *et al.*, 1977).

O Maastrichtiano foi identificado pelas extinções de *Arkhangelskiella cymbiformis* e *Micula prinsii*, correspondendo à profundidade 1122 m, além da assembleia diagnóstica desta idade: *Micula decussata*, *Placozygus fibuliformis*, *Prediscosphaera cretacea*, *Eiffellithus turriseiffellii*, dentre outros. A biozona N-290 de Antunes (1997) caracteriza esta idade.

Neste poço observou-se o limite Cretáceo-Paleogeno (K-Pg), sendo que comparativamente ao Maastrichtiano, o Paleoceno Inferior (N-305) foi caracterizado por uma diminuição na riqueza de espécies, porém com uma tendência de aumento da abundância, à medida que se afastava do limite K-Pg, em direção ao final do Paleoceno (N-350). Isso indica que as grandes extinções do final do Período Cretáceo (Alvarez *et al.*, 1984; Albertão, 1993; Grassi, 2000) controlaram a variação das espécies na Sub-Bacia de Sergipe, fazendo com que várias espécies se extinguissem logo após o Maastrichtiano, retomando a diversidade de indivíduos gradativamente em direção ao Paleoceno Médio, quando novas espécies foram surgindo, dando seguimento a novas linhagens, em parte, influenciada pelo início do MTPE (Evento Máximo Termal).

7.2.2 – Bioestratigrafia do poço GCM2

No estudo bioestratigráfico do poço GCM2, foram analisadas 42 lâminas provenientes do intervalo 795 m a 1545 m, sendo identificadas quatro biozonas (APÊNDICE G) (FIG.20; FIG.21).

A extinção da espécie *Fasciculithus tympaniformis*, juntamente com a presença de *Placozygus sigmoides* e *Ericsonia subpertusa*, propiciou a determinação da biozona N-350 para o Paleoceno Superior, com seu limite superior em 795m. Esta zona corresponde às zonas internacionais de Martini (1971) e Okada & Bukry (1980), conforme explicitado na bioestratigrafia do poço GCM1.

A N-330 de Antunes (1997) foi marcada pela extinção da espécie *Fasciculithus pileatus* para o Paleoceno Médio, na profundidade de 1035 m. A última ocorrência da espécie *Fasciculithus billi*, em 1065 m, também contribuiu para a marcação desta zona, que correspondeu biocronoestratigraficamente com a NP5 de Martini (1971), CP4 de Okada e Bukry (1980) e NNTp10 e NNTp9 de Varol (1998).

Foram encontradas neste poço duas biozonas que marcaram o Paleoceno Inferior. A primeira biozona, N-307 proposta por Antunes (1997), com topo identificado na profundidade de 1245 m, foi marcada pela extinção da espécie *Ellipsolithus gomidei*. Esta biozona compõe a parte superior do Paleoceno Inferior. A segunda biozona, na porção basal, N-305 de Antunes (1997), foi datada pela última ocorrência da espécie *Crucioplacolithus primus* em 1365 m. Ambas as biozonas podem se correlacionar com as zonas internacionais de Martini (1971), Okada & Bukry (1980) e Varol (1998).

7.2.3 – Bioestratigrafia do poço GCM3

Na análise bioestratigráfica deste poço, foram estudadas 33 lâminas e encontradas quatro biozonas: duas para o Paleoceno Superior, uma para o Médio e outra para o Inferior. O intervalo estudado foi de 945 m a 1425 m (APÊNDICE H) (FIG.22; FIG.23).

O topo da N-350 de Antunes (1997) foi encontrado em 945 m e datado pela extinção de *Fasciculithus tympaniformis*. A N-340 de Antunes (1997) encontrada na parte basal do Paleoceno Superior, com topo em 1075 m, foi dada pela última

ocorrência da espécie *Heliolithus kleinpellii*. Estas biozonas são correspondidas às zonas de Martini (1971) e Okada & Bukry (1980).

As extinções das espécies *Fasciculithus billii* e *Fasciculithus bitectus*, em 1140 m, foram determinantes na identificação do Paleoceno Médio e para a delimitação da biozona N-330 de Antunes (1997). Esta zona correspondeu às biozonas NP5 de Martini (1971), CP4 de Okada e Bukry (1980) e NNTp10 e NNTp9 de Varol (1998).

Para o Paleoceno Inferior, foi encontrada apenas uma biozona que determinou esta idade. A zona, situada na parte basal deste intervalo de tempo, foi marcada pelas extinções de *Neobiscutum parvulum* e *Cruciplacolithus primus* em 1320 m. Esta biozona corresponde a N-305 de Antunes (1997) e pode ser correlacionada a NP2 e NP1 de Martini (1971), CP1 (A/B) de Okada & Bukry (1980) e NNTp2A/E e NNTp1 de Varol (1998).

7.2.4 – Bioestratigrafia do poço GCM4

No estudo bioestratigráfico do poço GCM4, foram utilizadas 16 lâminas e, desta análise, encontradas duas biozonas. O intervalo investigado está compreendido entre 975 e 1200 m (APÊNDICE I) (FIG.20; FIG.22).

No Paleoceno Superior foi identificada apenas uma biozona marcada pela última aparição de *Fasciculithus tympaniformis*, em 975 m, datando a N-350, como sendo a parte superior do Paleoceno Superior. Esta biozona pode ser correspondida, biocronoestratigraficamente, com as zonas internacionais de Martini (1971) e Okada e Bukry (1980).

A N-330, que marca o Paleoceno Médio, foi diagnosticada com topo em 1050 metros pela última ocorrência dos nanofósseis *Fasciculithus pileatus* e *Fasciculithus billii*. Além das biozonas internacionais acima citadas, a N-330 pode ser correlacionada com as zonas de Varol (1998).

7.2.5 – Bioestratigrafia do poço GCM5

Na análise bioestratigráfica do poço GCM5, foram analisadas 47 lâminas dentro do intervalo 1596 m a 2286 m. Desta análise, foram reconhecidas: uma

biozona correspondente ao Eoceno Inferior, quatro para o Paleoceno e três para o Maastrichtiano (APÊNDICE J) (FIG.23).

O topo da biozona N-410 de Antunes (1997), que marca o Eoceno Inferior, foi reconhecida, em 1596 m, pela última ocorrência da espécie *Tribrachiatos bramlettei*. Esta zona correlaciona-se às biozonas NP10, CP9A e NNTe1A de Martini (1971), Okada & Bukry (1980) e Varol (1998), respectivamente.

Em 1641 m, foi identificada a biozona N-350 de Antunes (1997) pela última ocorrência *Fasciculithus tympaniformis*. A N-340 de Antunes (1997) foi identificada em 1791 m pela extinção de *Heliolithus kleinpellii*. Estas biozonas correspondentes ao Paleoceno Superior são correlatas às zonas internacionais de Martini (1971) e Okada & Bukry (1980).

Neste poço, o Paleoceno Médio, representado pela biozona N-330 de Antunes (1997), não foi reconhecido. Porém, foram identificadas duas biozonas para o Paleoceno Inferior: N-307 e N-305. A biozona N-307 de Antunes (1997) foi reconhecida com topo marcado em 1986 metros pelas extinções de *Lanternithus duocavus* e *Ellipsolithus gomidei*. A N-305 de Antunes (1997) foi marcada em 2016 metros pela última ocorrência do *Cruciplacolithus primus*. Ambas biozonas são correlacionadas às zonas de Martini (1971), Okada & Bukry (1980) e Varol (1998).

O topo do Maastrichtiano foi marcado em 2181m pela extinção da *Arkhangelskiella cymbiformis*, dada pela biozona N-290 de Antunes (1997). Em 2241m, foi reconhecida a zona N-290.1 de Antunes (1997) pela última ocorrência de *Reinhardtites levis* e em 2256 m a última ocorrência do *Uniplanarius trifidum* foi responsável pela identificação da N-280 de Antunes (1997).

Neste poço, o limite Cretáceo-Paleogeno, assim como no poço GCM1, foi identificado. Uma maior variação na riqueza das espécies do Maastrichtiano foi observada na profundidade 2241 metros, na biozona N-290.1 de Antunes (1997). No topo do Maastrichtiano, correspondente a N-290, deste poço, foi observado menor riqueza e grande incidência de fósseis paleocênicos desmoronados. As tendências comuns à passagem K-Pg observadas no poço GCM1 não foram possíveis devido a este desmoronamento.

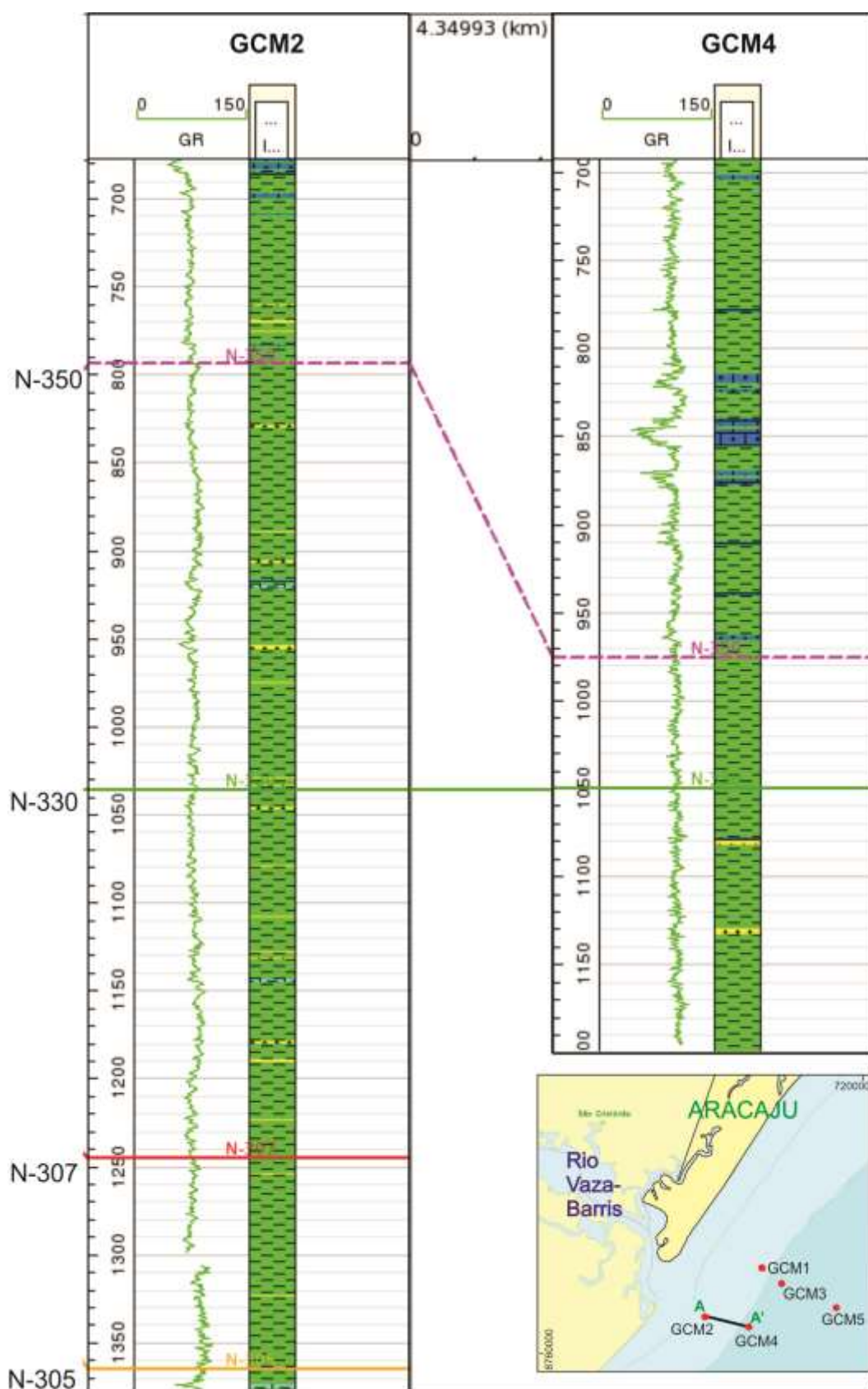


Figura 20: Correlação perpendicular à linha de costa, entre os poços GCM2 e GCM4 (A-A'), com datum no topo da biozona N-330. A datação foi condicionada pelo intervalo disponível para amostragem. Linha tracejada representa topo inferido por limitação da amostra.

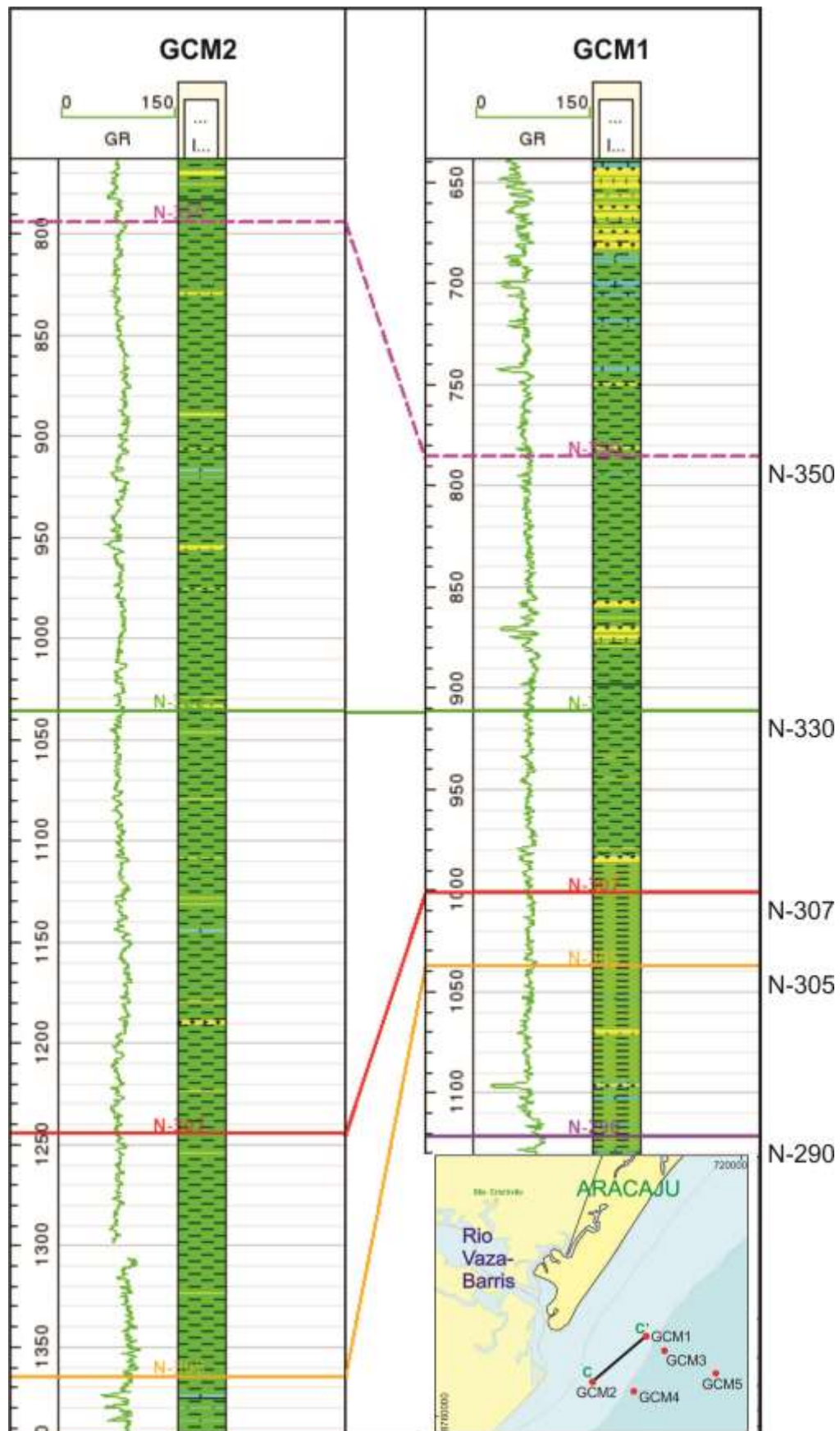


Figura 21: Correlação SW-NE, paralela à linha de costa, entre os poços GCM2 e GCM1 (C-C'), com datum no topo da N-330. Linha tracejada representa topo inferido devido à limitação amostral.

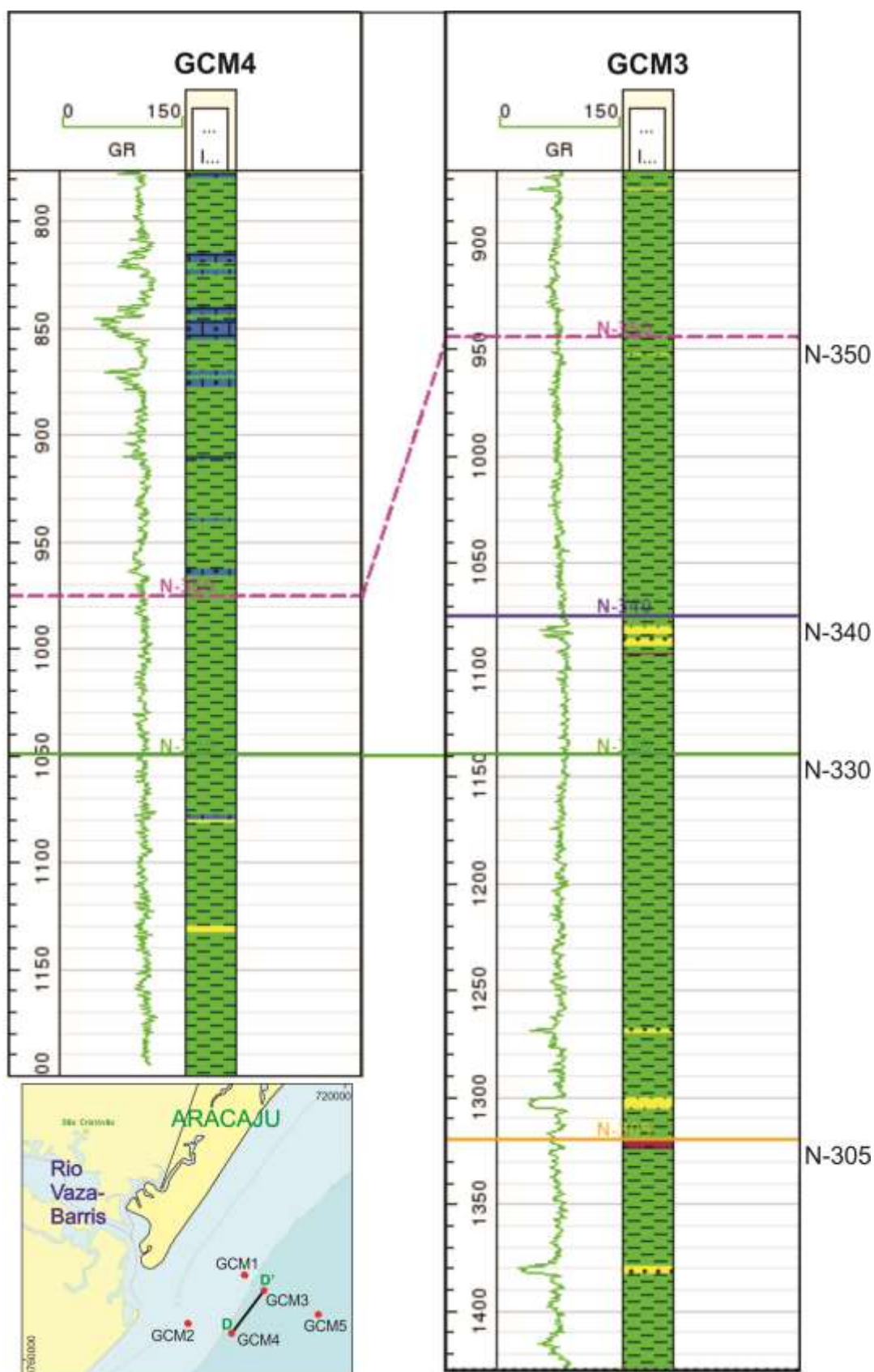


Figura 22: Correlação bioestratigráfica paralela à linha de costa, SW-NE, entre os poços GCM4 e GCM3 (D-D'), com datum no topo da biozona N-330. Linha tracejada representa topo inferido devido à limitação da amostra.

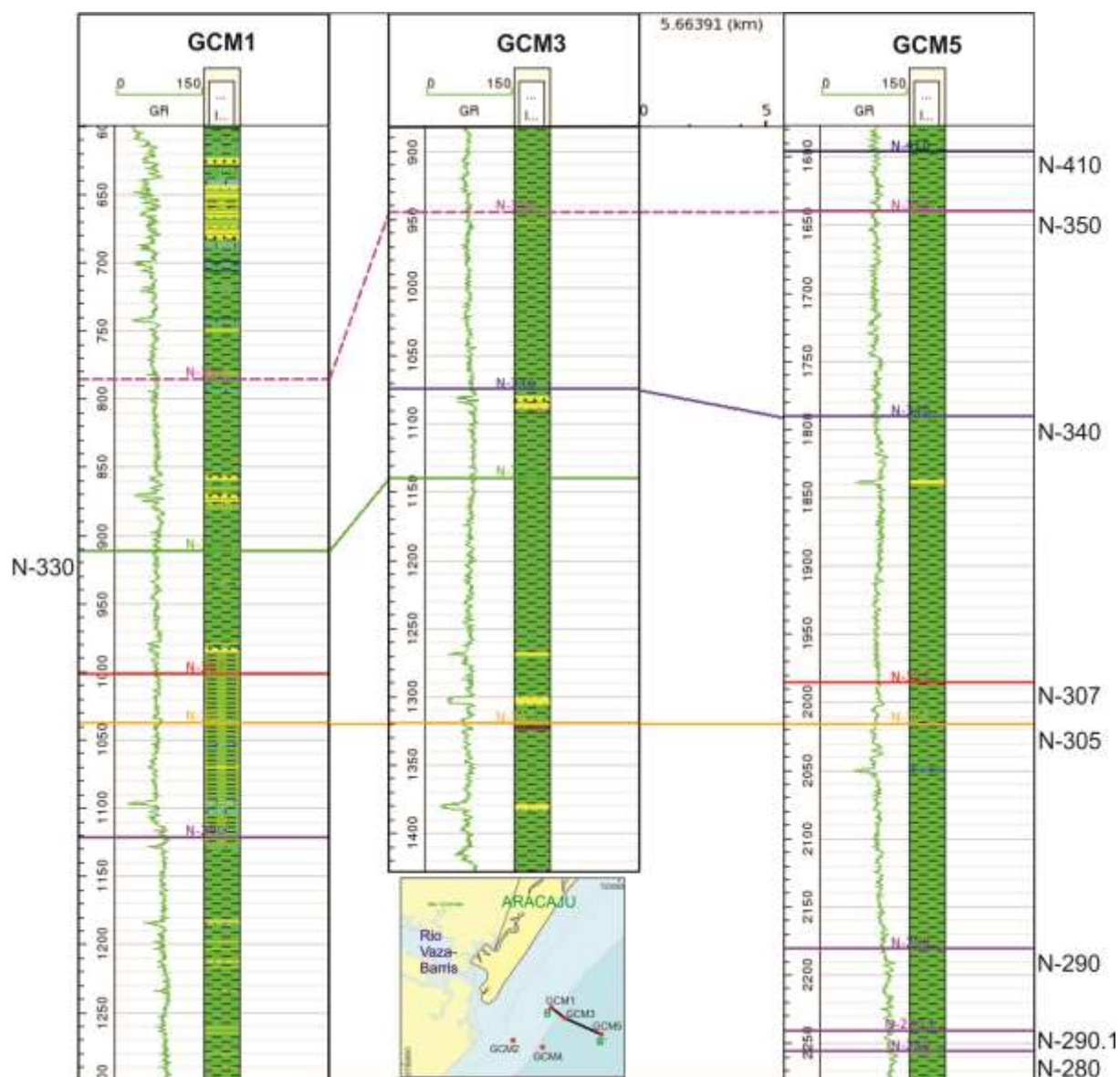


Figura 23: Correlação bioestratigráfica NW-SE perpendicular à linha de costa (B-B'), demarcando a existência de três hiatos (N-340, N-330 e N-307). Linha tracejada representa topo inferido devido à limitação amostral, com o datum no topo da biozona N-305.

7.2.6 – Nanofósseis acessórios à bioestratigrafia da Sub-bacia de Sergipe

O acabouço bioestratigráfico proposto por Antunes (1997) para o Terciário da margem continental brasileira, com base na última ocorrência das espécies, foi de extrema importância para o desenvolvimento deste trabalho. Porém, há espécies acessórias, que não são consideradas “fósseis guias”, conforme as últimas ocorrências dos seus ranges observadas em Perch-Nielsen (1971), Romein (1979), Perch-Nielsen (1985), Antunes (1990), Antunes (1997), Bown (2005a) que auxiliam no reconhecimento das biozonas. Assim como Costa (1992) propôs taxa adicionais ao zoneamento de Antunes (1990) para a porção emersa da Bacia do Espírito Santo, este trabalho propõe para o Paleoceno do Baixo de Mosqueiro, Sub-bacia de Sergipe, nanofósseis que podem auxiliar possíveis subdivisões de biozonas e identificação das mesmas, com base na última ocorrência das espécies (FIG.24):

- N-350: última ocorrência de *Placozygus sigmoides* e última ocorrência *Ericsonia subpertusa*.
- N-330: última ocorrência de *Fasciculithus pileatus*, última ocorrência de *Fasciculithus billii* e última ocorrência de *Fasciculithus bitectus*.
- N-307: última ocorrência de *Ellipsolithus gomidei*.
- N-305: última ocorrência de *Neobiscutum parvulum*.

Os nanofósseis propostos nesta tese como auxiliares ao reconhecimento das biozonas de Antunes (1997) mostraram bastante eficácia nos poços estudados. Porém, para a ampliação deste estudo, abrangendo toda a porção de águas rasas da Sub-bacia de Sergipe, é sugerido que maiores análises sejam realizadas com a finalidade de refinar o arcabouço bioestratigráfico local e comprovar sua aplicabilidade regional.

		Biozona de Antunes, 1997	Nanofósseis acessórios (esta tese)
PALEOCENO	Sup.	N350	<i>P. sigmoides</i> , <i>E. subpertusa</i>
	Méd.	N330	<i>F. billii</i> , <i>F. pileatus</i> , <i>F. bitectus</i>
	Inferior	N307	<i>E. gomidei</i>
		N305	<i>N. parvulum</i>

Última ocorrência da espécie

Figura 24: Proposta de zoneamento auxiliar para o Paleoceno do Baixo de Mosqueiro, tendo como base a última ocorrência das espécies.

7.2.7 – Hiatos bioestratigráficos, eventos erosivos e ambiente deposicional

Erosões regionais, implantação dos primeiros carbonatos plataformais, controles deposicionais ao longo de falhas, distinção de altos relativos e a formação de múltiplos cânions, fazem do Paleoceno, talvez, o período geológico mais complexo em termos tectono-sedimentares para o Grupo Piaçabuçu (Van der Ven, 1989; Pontes *et al.*, 1991; Caineli, 1992; Mendes, 1994; Mohriak *et al.*, 2000; Falconi, 2006 e Cruz, 2008) (FIG.25).

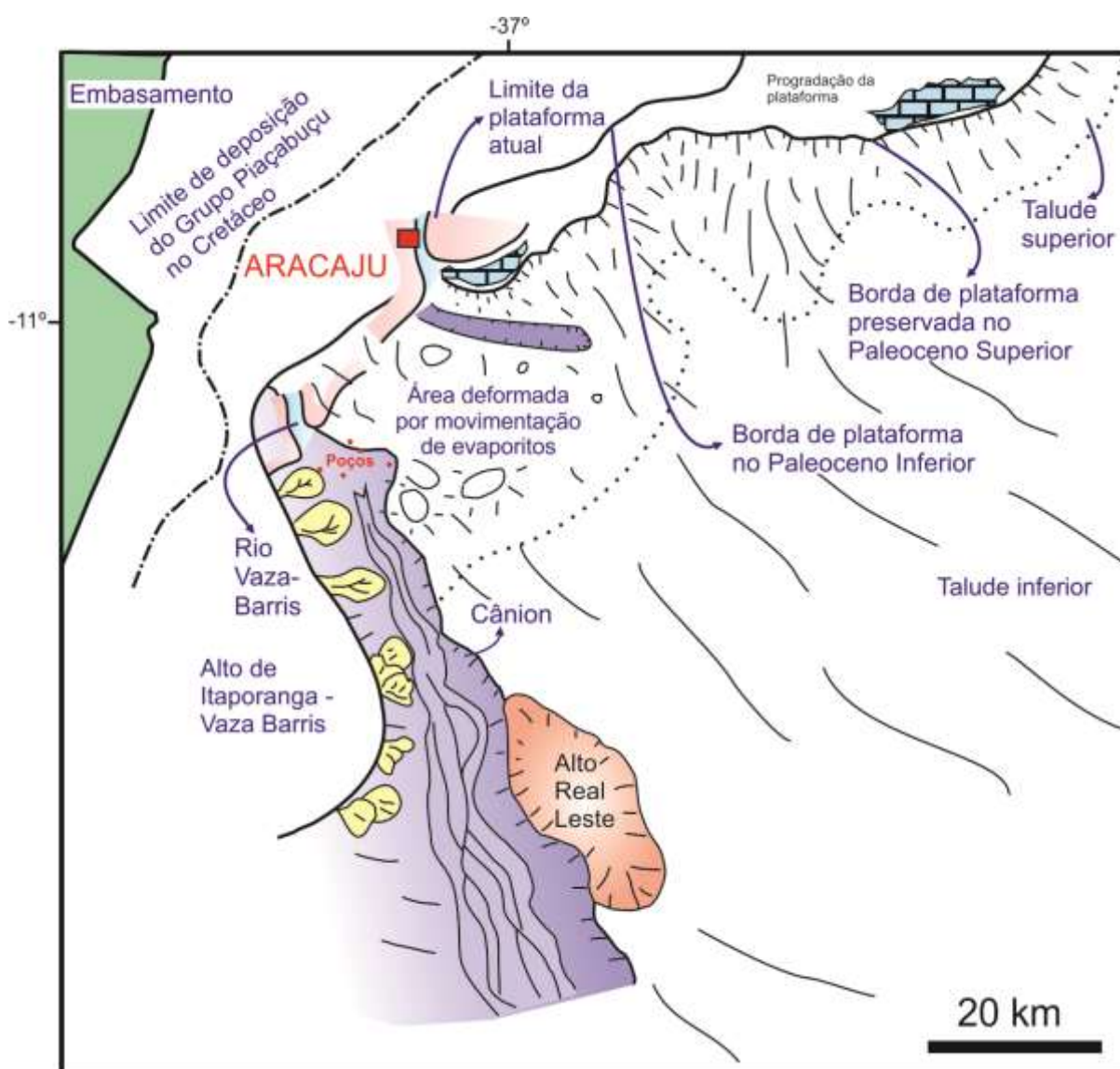


Figura 25: Mapa paleogeográfico para a Sequência Paleocênica no entorno do Baixo do Mosqueiro, exibindo o cânion do Vaza Barris, alimentado por escorregamentos argilosos e siliciclásticos grosseiros provenientes do Alto de Itaporanga-Vaza Barris. Notar a progradação marcada pelo limite deposicional do Grupo Piaçabuçu no Cretáceo e pela diferença entre os limites da plataforma no Paleoceno Inferior e Superior. Modificado de Caineli (1992).

De um modo geral, foi constatada uma espessa e completa sucessão de depósitos paleocênicos marcados pela pouca variação na espessura entre estratos de mesma idade (FIG. 20; FIG. 21; FIG. 22 e FIG. 23), sugerindo um padrão de sedimentação constante, mesmo em direções perpendiculares à linha de costa. O diferencial fica por conta do poço GCM2 (FIG. 21), que apresentou espessuras indicativas de taxas de sedimentação comparativamente maiores, provavelmente por ser o poço situado a maior proximidade da desembocadura do Rio Vaza-Barris. De modo semelhante, a correlação dos poços permitiu inferir taxas de sedimentação distintas para cada biozona.

Tais constatações são compatíveis com a localização paleogeográfica dos poços estudados, confirmando a presença do Depocentro Vaza-Barris, situado na desembocadura do rio homônimo, com forma alongada paralela à Falha de Itaporanga-Vaza Barris, onde condições tectônicas muito particulares propiciaram a deposição de uma espessa seção sedimentar, que foi preservada dos efeitos da Discordância Pré-Eocênica. Esta expressiva inconformidade esculpiu diversas feições erosivas regionais que só foram preenchidas no Eoceno Médio, dentre as quais, o Cânion do Sul de Aracaju situado entre o Alto de Itaporanga-Vaza Barris e o Alto do Real Leste, cuja amplitude chegou a atingir cerca de 1000 m de profundidade, marcado pela deposição de sedimentos clásticos grosseiros (FIG.26).

Pelo fato dos poços estudados estarem situados em posição protegida no Depocentro Vaza-Barris, não foi constatado a presença da Discordância Pré-Eocênica na área analisada dentro do Baixo de Mosqueiro, porém com base nas análises bioestratigráficas realizadas, foram identificadas três discordâncias locais expressas na ausência das biozonas N-340, N-330 e N-307 (FIG. 27). Estes eventos podem estar relacionados à instalação dos Cânions do Vaza-Barris (Caineli, 1992), que por sua vez correspondem a um intrincado arranjo de múltiplos e pequenos cânions tectonicamente controlados em regime de escavação-preenchimento que compõem os processos sedimentares do Depocentro Vaza-Barris (FIG.28). Outra possibilidade estaria relacionada à instalação de *slope channels* (canais de talude), entretanto, a distinção entre pequenos cânions e canais de taludes (FIG.29) necessita do reconhecimento de feições que só tornam-se possíveis com a utilização de ferramentas como sísmica de detalhe e análise litofaciológica a partir

de testemunhos (Posamentier & Walker, 2006; Macauley & Hubbard, 2013; Callow *et al.*, 2014).

O processo que desencadeou a escavação desses cânions ou canais de talude pode estar relacionado à mera passagem de fluxos turbidíticos clássicos, formação de hiperpicnitos, ou ainda, a combinação entre os dois processos: correntes turbulentas originadas a partir de fluxos hiperpicnais (Mulder *et al.*, 2003; Posamentier & Walker, 2006; Zavala *et al.*, 2011ab, Zavala *et al.*, 2012, Mutti *et al.*, 2009). Desta forma, esses hiatos bioestratigráficos podem indicar a passagem de areias reservatório em direção à bacia mais profunda/talude inferior, possivelmente associados a processos de *bypass* sedimentar. Vale ressaltar, que havia um padrão regressivo desde o Cretáceo Superior (Cainelli, 1992; Mohriak, 2000; Goes *et al.*, 2006), que pode ter favorecido a formação dessas incisões (FIG. 8 e FIG. 25).

Cainelli (1992) afirma que os preenchimentos desses cânions são predominantemente argilosos e que o padrão faciológico e de sismofácies nos flancos adjacentes a esses cânions indicam composição litológica virtualmente idêntica (FIG.8). Isto é compatível com o padrão de preenchimento dos poços estudados durante a elaboração desta tese e com os relatos de Posamentier & Walker (2006). Ferreira (2004) propõe um significativo aporte de palinomorfos e intrabacinais continentais com influência de água doce para poços situados no Baixo de Mosqueiro.

Outra possibilidade que explicaria a ocorrência desses hiatos localizados estaria relacionada a fluxos de massa (FIG. 29), em especial *slumps* e *mudflows*. Entretanto, essa possibilidade parece ser menos plausível e carece de comprovações sísmicas e faciológicas. Apesar de De Blasio (2011) afirmar que as maiores ocorrências globais de fluxos de massa no Fanerozóico estariam associadas ao MPTE, principalmente no Eoceno Inferior, relacionados à formação de hidratos de metano, Cangussú *et al.* (2006) descartam a ocorrência de *slumps* e *debris flows* associadas à deposição da seção paleocênica, na porção do Baixo de Mosqueiro, compreendida pelo Depocentro Vaza Barris. Posamentier & Walker (2006), por sua vez, atribuem as maiores ocorrências de *slumps* e *debris flows* a desmoronamentos de paredes marginais de cânions. Situação distinta a dos poços analisados na presente tese.

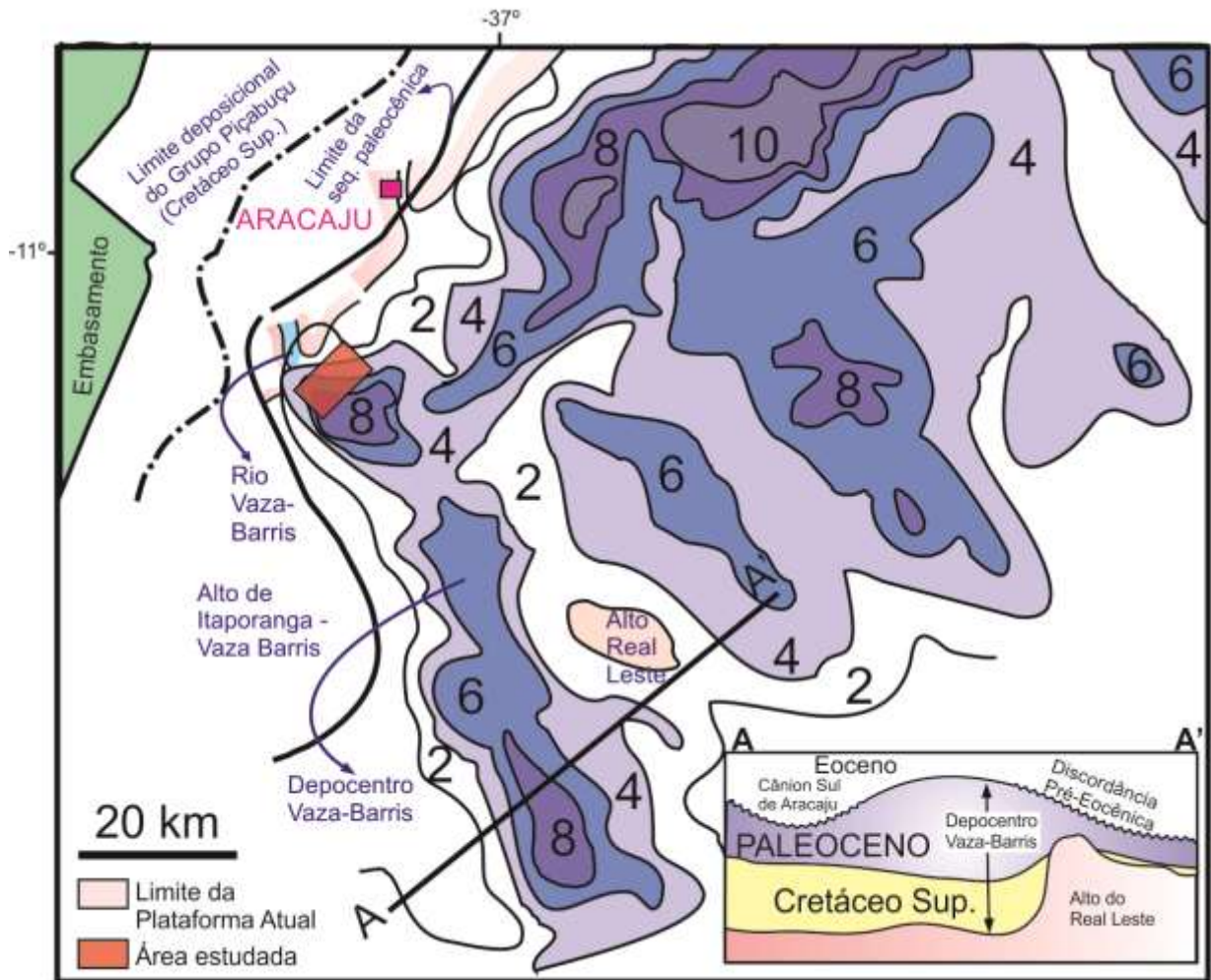


Figura 26: Isópacas de tempo da sequência paleocênica no entorno do Baixo do Mosqueiro e Alto de Atalaia. Notar a espessa deposição com formato alongado NW-SE, limitada pelos altos de Real Leste e Itaporanga-Vaza Barris (Depocentro Vaza-Barris). Valores de 0 a 2 segundos, paralelos ao Alto de Itaporanga-Vaza Barris, representam a grande erosão causada pela Discordância Pré-Eocênica. Modificado de Caineli (1992).

Por fim, a presença de correntes de fundo, falhas tectônicas, sismicidades ou acomodações provocadas por movimentação de evaporitos em camadas inferiores podem ser aventadas, ainda que com menor probabilidade, mas a sua comprovação depende do uso de outras ferramentas, como a análise de fácies sedimentares, isótopos estáveis, sísmica de alta resolução e seus atributos, que podem ser abordadas em estudos futuros (Koepnick *et al.*, 1985; Stow & Johansson, 2000; Mulder & Aleksander, 2001; Posamentier & Martinson, 2006; Veizer *et al.*, 2007; Anjos-Zerfas *et al.*, 2008; Zachos *et al.*, 2011; Rebesco *et al.*, 2014; Mateo, 2015).

Uma vez que os poços analisados estariam situados na calha onde estaria o Depocentro Vaza-Barris, estes poderiam estar a maiores profundidades que áreas adjacentes à área compreendida por este depocentro. Mapas paleogeográficos (FIG. 25 e FIG. 26) indicam que o nível do mar estaria em posição mais elevada, sugerindo que o Baixo de Mosqueiro estaria em maiores profundidades do que se encontra nos dias atuais. Estudos realizados no Baixo de Mosqueiro indicaram através de foraminíferos, profundidade que varia de batial superior a nerítico externo para o Paleoceno-Eoceno Inferior (Ferreira, 2004), depositados em talude médio a inferior (Caineli, 1992 e Cangussú *et al.*, 2006). A relação dos nanofósseis calcários e a paleobatimetria no Depocentro Vaza-Barris, será melhor abordado no Capítulo IX.

Desta forma, as correlações bioestratigráficas se mostraram bastante úteis para o entendimento do comportamento tectono-sedimentar dos argilitos paleocênicos do Baixo de Mosqueiro que podem ser complementados por estudos que envolvam outras áreas da Sub-bacia de Sergipe.

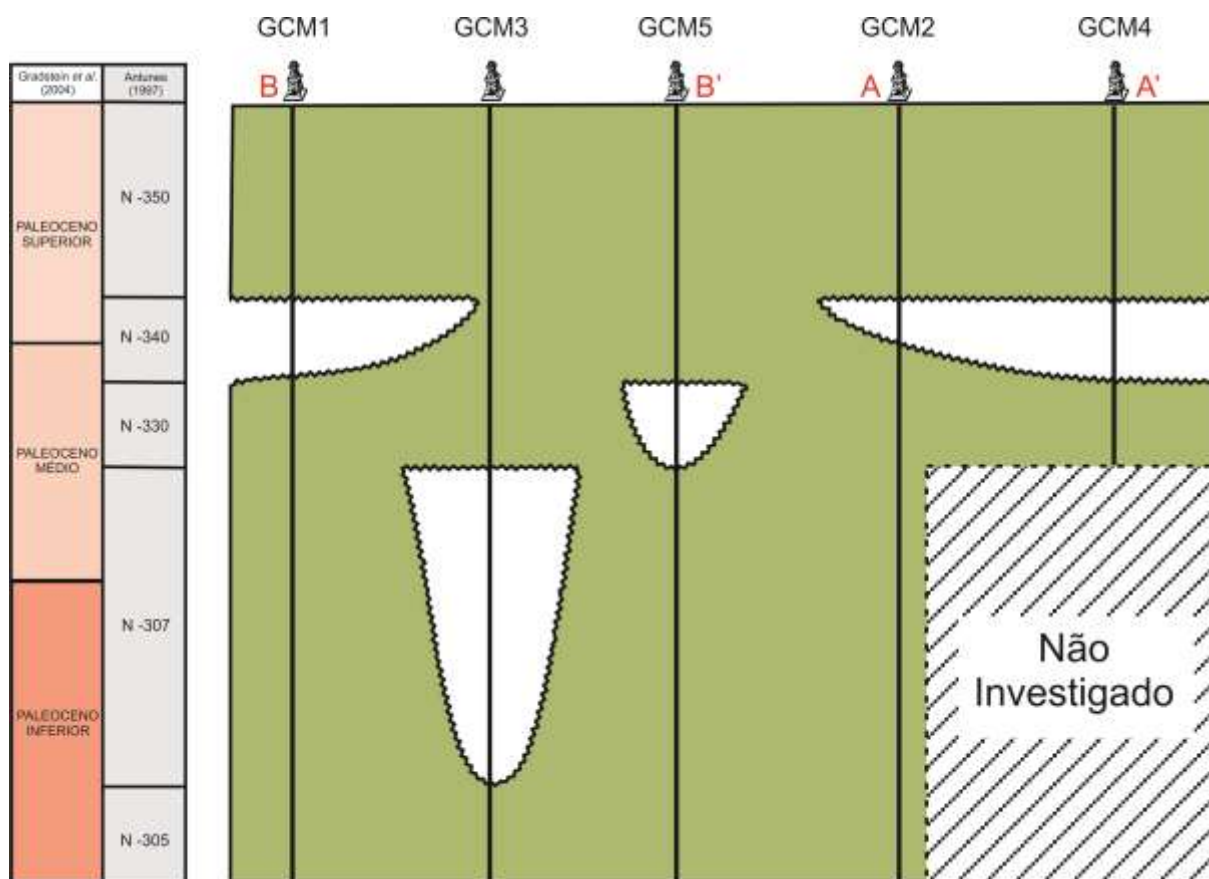


Figura 27: Carta estratigráfica para as seções perpendiculares a linha de costa B-B' e A-A', mostrando a relação entre os diversos eventos erosivos. Para a localização das seções, ver figuras 20 e 23.

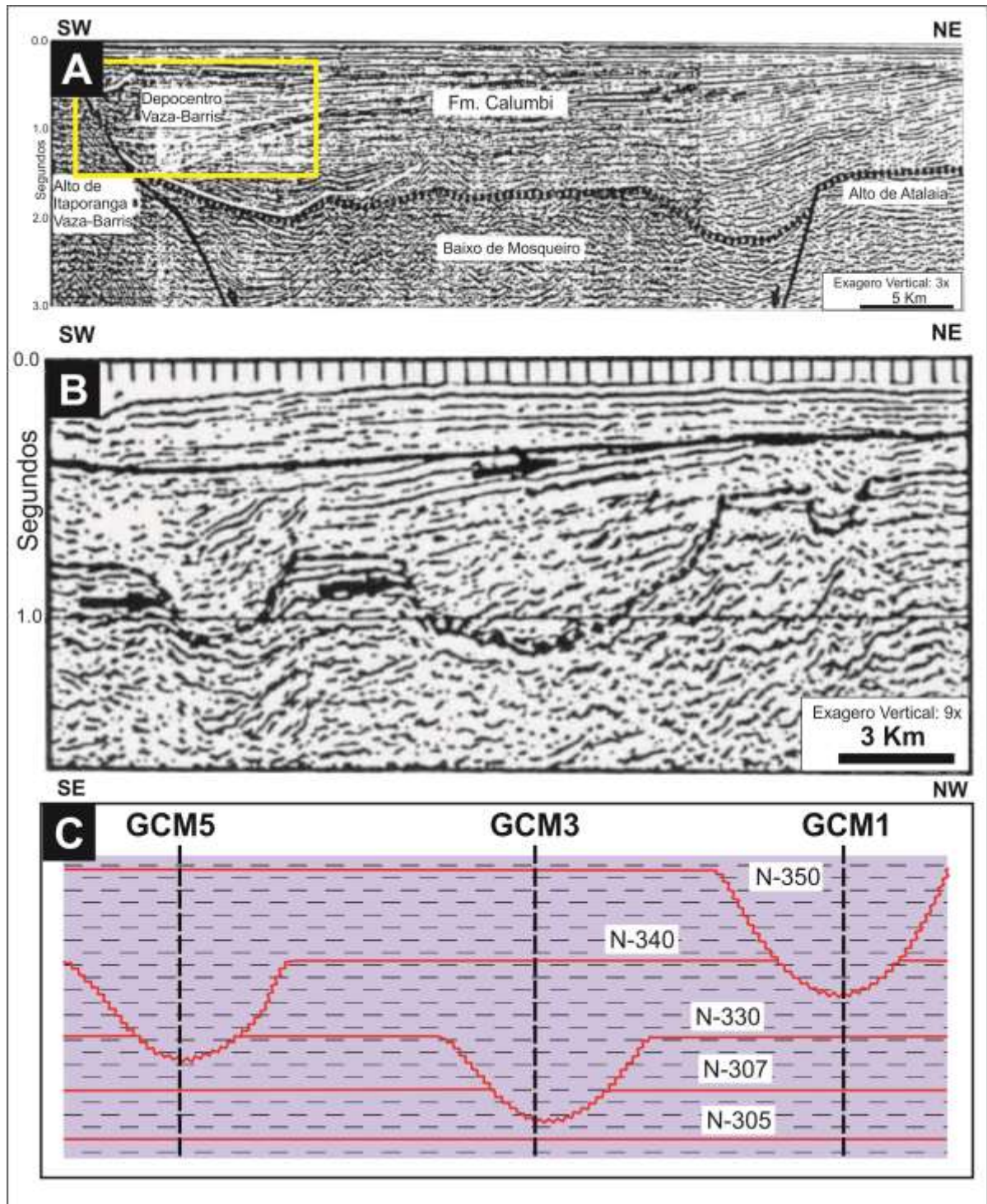


Figura 28: Representação sísmica dos processos deposicionais ao longo do Baixo de Mosqueiro. **A:** Seção SW-NE, em tempo, com destaque para o espesso pacote sedimentar depositado junto ao Depocentro Vaza-Barris (Localização na Figura 6, Seção 2); **B:** Sismofácies indicativa de escavação de cânions ao longo do Depocentro Vaza Barris (Retângulo amarelo); **C:** Erosões locais, causadas pela incisão de cânions, como uma das possíveis razões para formação dos hiatos nos poços estudados. **A** e **B**, modificados de Caineli (1992). Seções sísmicas representam processos sedimentares semelhantes e mesmo compartimento tectônico, porém não passam necessariamente nos poços estudados.

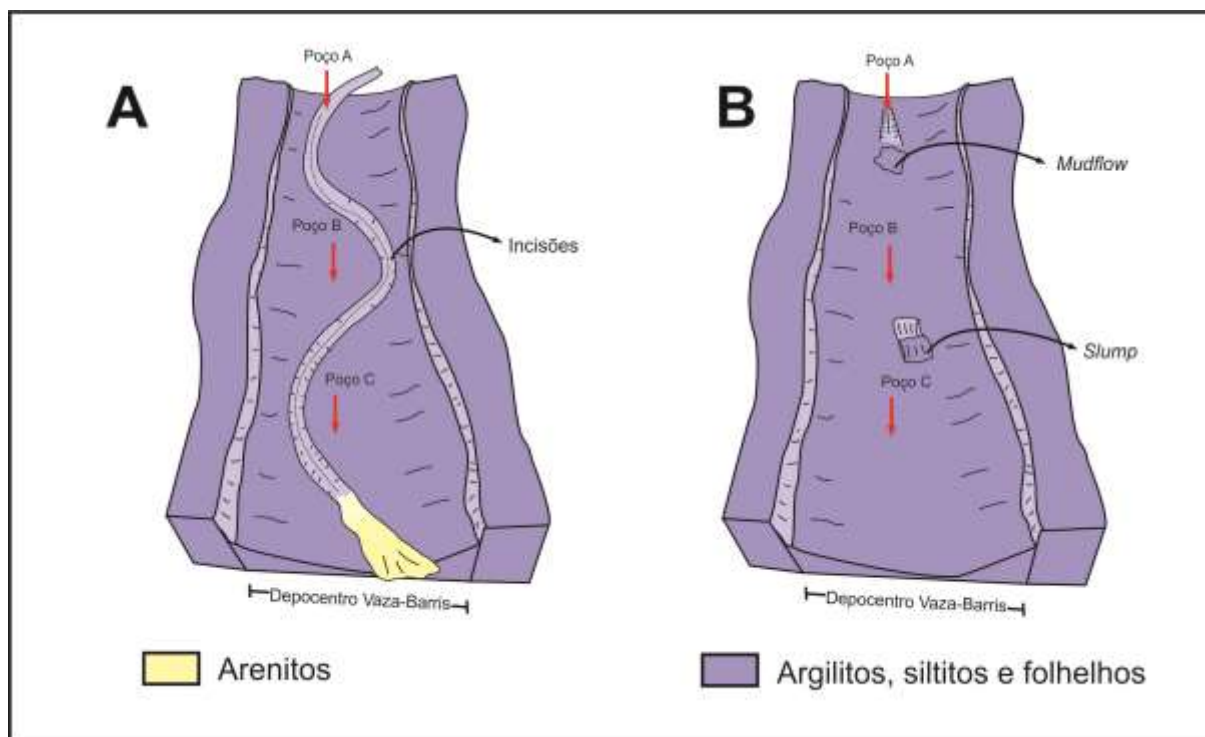


Figura 29: Representação artística com exagero de espessura e sinuosidade, com as possíveis razões para a instalação dos hiatos estratigráficos nos poços analisados dentro do Baixo de Mosqueiro. **A:** Formação de cânions menores ou *slope channels*, com incisões geradas pela passagem de fluxos hiperpicnais ou correntes de turbidez em direção à bacia mais profunda, parecem ser o principal causador desses hiatos; **B:** Outra possibilidade seria a instalação de múltiplos *slumps* e/ou *mudflows*. Sem escala.

Posteriormente, no Eoceno, o espaço criado pela Discordância Pré-Eocênica, bem como os demais cânions do Paleoceno juntamente com o Depocentro Vaza-Barris foram totalmente preenchidos (Caineli, 1992). De modo semelhante, o Alto do Real Leste, foi totalmente soterrado, resultando em um mapa estrutural monótono e tabular para o topo do Eoceno Superior na Sub-bacia de Sergipe.

CAPÍTULO VIII

CORRELAÇÃO DOS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS DA SUB-BACIA DE SERGIPE COM OUTRAS BACIAS PALEOCÊNICAS BRASILEIRAS.

8.1 – A BACIA DO CEARÁ

A Bacia do Ceará está localizada na margem continental equatorial, estando separada a noroeste da Bacia de Barreirinhas, pelo Alto de Tutóia, e a sudoeste da Bacia Potiguar, pelo Alto de Fortaleza (Cunha, 1991). Estratigraficamente, as unidades que compõem a Formação Calumbi, neste estudo, correlacionam-se com a Formação Ubarana, na Bacia do Ceará (Milani *et al.*, 2007).

O principal estudo bioestratigráfico na Bacia do Ceará deve-se a Cunha (1990), que identificou de modo intermitente em amostras de calha de três poços a unidade *Ellipsolithus* sp. como pertencente a biozona N-310 do Paleoceno Inferior. Na presente tese, observou-se que o Paleoceno Inferior na Sub-Bacia de Sergipe, está representado pelas zonas N-307 e N-305. Marcados com base nos fósseis *Lanternithus duocavus* e/ou *Ellipsolithus gomidei* e *Crucioplacolithus primus* e/ou *Neobiscutum parvulum*, respectivamente.

A biozona *Heliolithus kleinpellii*, relacionada à N-340 (Cunha, 1990), que retrata a parte mais nova do Paleoceno Superior, teve ocorrência mais ampla nos poços observados na Bacia do Ceará (Cunha, 1991), comparativamente a Sub-bacia de Sergipe, onde foi encontrado apenas em dois poços dos cinco estudados, também marcados pelo mesmo fóssil guia. Conforme abordado no Capítulo VII, as ocorrências destes hiatos na Sub-bacia de Sergipe podem estar relacionadas aos eventos erosivos locais.

De modo inverso, a zona N-350 foi identificada em todos os poços analisados na Sub-Bacia de Sergipe, ao passo que Cunha (1991) relatou a ocorrência desta biozona apenas em alguns poços na Bacia do Ceará, em parte influenciados pela ocorrência de erosões locais.

8.2 – A BACIA DA PARAÍBA

A Bacia da Paraíba está inserida numa faixa sedimentar costeira, que existe desde o Lineamento Pernambuco, nas proximidades da cidade do Recife, até o alto estrutural de Mamanguape, situado ao norte de João Pessoa (Barbosa *et al.*, 2003). Ela comporta-se como uma rampa estrutural que possui uma leve inclinação para leste.

Albertão (1993), no Brasil, aborda a passagem Cretáceo-Paleogeno tanto na costa leste, como em afloramentos da Bacia Paraíba, fazendo uma análise detalhada da estratigrafia, sedimentologia e geoquímica, identificando, pela primeira vez no Brasil, uma anomalia de irídio, que foi dada em uma contínua e fina camada de marga, denominada de camada I. Com o aprofundamento dos estudos, Albertão *et al.* (1994), Albertão & Martins Jr. (2006) deslocaram o limite, na Bacia da Paraíba, para o contato entre as Formações Gramame e Marinha Farinha. Outra proposição foi indicada cerca de 75 cm abaixo da camada I, de acordo com análises bioestratigráficas em ostracodes marinhos (Fauth, 2000) e dinoflagelados (Sarkis, 2002). Andrade (2010) com dados de nanofósseis calcários reposicionou o limite K-Pg conforme Albertão & Martins Jr. (2006) (FIG.30).

Com relação aos estudos bioestratigráficos a partir de nanofósseis calcários na Bacia da Paraíba, Andrade (2010) e Andrade *et al.*, (2010), em testemunhos do “Poço Poty” nas imediações da cidade de Paulista-PE, dataram o Daniano na Formação Maria Farinha (cronocorrelata com as formações Mosqueiro, Marituba e Calumbi da Sub-bacia de Sergipe e litoestratigraficamente correlata com a Formação Marituba), tendo como base o surgimento da espécie *Crucioplacolithus primus* e correlacionou este evento com os biozoneamentos internacionais de Martini (1971) e Okada & Brukry (1980), reposicionando o limite K-Pg conforme Albertão & Martins Jr. (2006) (FIG.30).

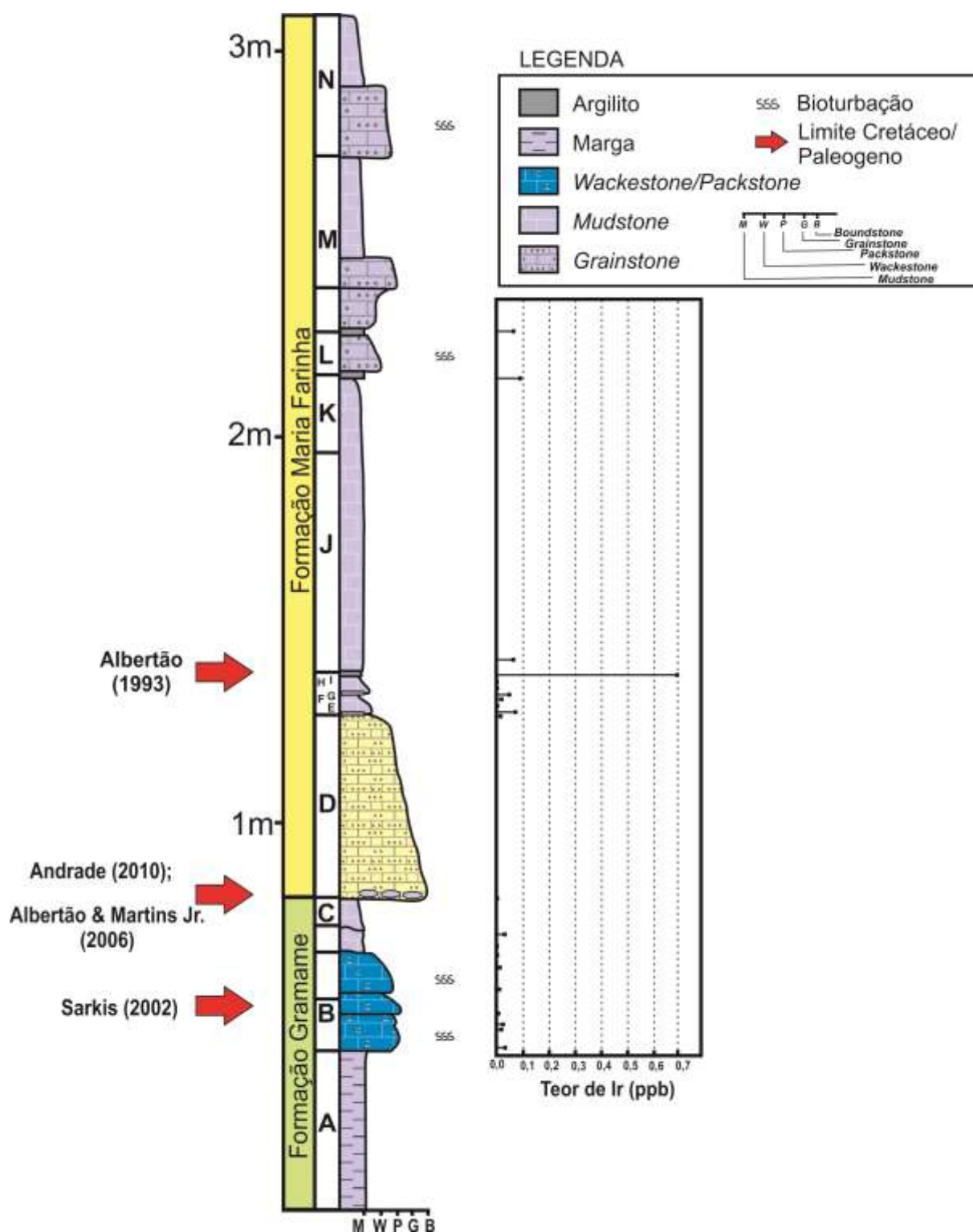


Figura 30: Limite Cretáceo-Paleogeno proposto por autores na Bacia da Paraíba (Modificado de Albertão, 1993).

A espécie *Cruciplacolithus primus* foi encontrada em quatro poços analisados na Sub-bacia de Sergipe e, assim como na Bacia da Paraíba, foi responsável pela biozona N-305 que data a parte basal do Paleoceno Inferior, o Daniano. Esta biozona também foi correlacionada com os arcabouços de Martini (1971) e Okada & Bukry (1980), como também com o de Varol (1998).

Além do *Cruciplacolithus primus*, as espécies *Thoracosphaera* spp., *Braarudosphaera bigelowii*, *Neobiscutum romeinii*, *Neobiscutum parvulum* e *Markalius inversus* foram encontradas no Daniano da Bacia da Paraíba (Andrade, 2010) e também constatados na presente tese (APÊNDICE F a APÊNDICE K). Grassi (2000) chamou atenção em seu trabalho, nesta bacia, pela ausência das espécies *Neobiscutum romeinii*, também ausente nos poços estudados da Sub-bacia de Sergipe, e *Neobiscutum parvulum*. Segundo o autor, essas espécies diminutas e delicadas são facilmente dissolvidas ou obliteradas por crescimentos diagenéticos secundários.

Na Sub-Bacia de Sergipe-Alagoas, no estudo do poço GCM1, as espécies *Thoracosphaera* spp., *Braarudosphaera bigelowii*, *Neobiscutum parvulum* e *Markalius inversus* foram identificadas no Daniano. No poço GCM2, foram encontradas somente a *Thoracosphaera* spp. e a *Braarudosphaera bigelowii* neste mesmo intervalo de tempo, e no poço GCM3, a *Thoracosphaera* spp. e o *Neobiscutum parvulum*.

Na Sub-bacia de Sergipe, apesar de terem sido identificadas cocosferas da espécie *Futyania attewellii*, a espécie *Futyania petalosa* não foi reconhecida no Paleoceno Inferior em nenhum dos poços abordados nesta tese, da mesma forma como não foi descrita em registro acadêmico encontrado a respeito das bacias marginais brasileiras. Entretanto, este nanofóssil ocorre em abundância no Daniano da Bacia da Paraíba (Andrade, 2010) (APÊNDICE K). Isto sugere um aparente endemismo à Bacia da Paraíba, que pode estar relacionada a fatores ambientais como preservação, clima, padrões de circulação marinha, proximidade da linha de costa, latitude, pH e/ou salinidade.

8.3 – A BACIA DO ESPÍRITO SANTO

A Bacia do Espírito Santo está situada ao longo da margem sudeste do Brasil, na costa centro-sul do Estado do Espírito Santo com uma extensão de área de aproximadamente 50.000 km², dos quais 5.000 km² são emersos. A porção emersa consiste de uma faixa alongada que faz limite ao sul com a Bacia de Campos pelo Alto de Vitória, a oeste com o embasamento cristalino pré-cambriano da Faixa Ribeira, a leste com o Complexo Vulcânico de Abrolhos e a norte com a Bacia Mucuri (Biassusi, 1990).

Paleogeograficamente foram observadas, neste trabalho, espécies que puderam ser correlacionadas com as identificadas na Formação Urucutuca, na Bacia do Espírito Santo por Antunes (1990) e Costa (1992) com base em amostras de calha. Vale destacar que a correlação em nível de espécies foi possibilitada pela riqueza de detalhes presentes nas publicações consultadas:

Enquanto a espécie *Chiasmolithus californicus* foi identificada no Paleoceno Superior (N-340) da Bacia do Espírito Santo por Antunes (1990) e Costa (1992), nesta tese, esta espécie também foi observada no Paleoceno Superior em todos os poços analisados, desconsiderando-se os exemplares reconhecidos no Paleoceno Médio e Inferior, provavelmente desmoronados do nível estratigráfico superior.

A espécie *Chiasmolithus consuetos* foi reconhecida por Antunes (1990) e Costa (1992) no Paleoceno Superior (N-340), sendo que Costa (1992) documentou raros exemplares da espécie em questão no topo da zona N-340. Nas análises que compõem a presente tese, o *C. consuetos* ocorreu no Paleoceno Superior (N-350).

A espécie *Cruciplacolithus frequens* ocorre no Paleoceno (biozona N-310 a biozona N-350 de Antunes, 1984; Antunes, 1990) da Bacia do Espírito Santo, conforme Costa (1992). Na presente tese, *C. frequens* ocorre restrito ao Paleoceno Superior nos cinco poços estudados na Sub-bacia de Sergipe, sendo desconsiderados os exemplares reconhecidos no Paleoceno Médio e Inferior, provavelmente desmoronados do nível estratigráfico superior.

Antunes (1990) e Costa (1992) reconheceram espécie *Cruciplacolithus tenuis* no Paleoceno (biozona N-310 a biozona N-350 de Antunes, 1984; Antunes, 1990) da Bacia do Espírito Santo. No presente estudo, em poços da Sub-bacia de Sergipe, *C.*

tenuis ocorre no Paleoceno Médio (N-330) e no Paleoceno Superior (N-350), sendo desconsiderados os exemplares reconhecidos no Paleoceno Médio e Inferior, provavelmente desmoronados do nível estratigráfico superior.

Ericsonia subpertusa, na Bacia do Espírito Santo, restringe-se ao Paleoceno (zona N-310 a zona N-350 de Antunes, 1984; Antunes, 1990) conforme Antunes (1990) e Costa (1992). Neste estudo, esta espécie ocorre no Paleoceno Superior, Médio e Inferior da Sub-Bacia de Sergipe (N-350, N-340, N-330, N-307 e N-305).

Antunes (1990) observou *Discoaster diastypus* na Bacia do Espírito Santo no Eoceno Inferior. Costa (1992) reconheceu raros espécimes no Paleoceno (N-340 de Antunes, 1984; Antunes, 1990) que, segundo a autora, provavelmente são desmoronados de níveis estratigráficos superiores. No Baixo de Mosqueiro, neste presente estudo, o *Discoaster diastypus* ocorre no Eoceno Inferior (N-410) de acordo com Antunes (1990) e no Paleoceno Superior (N-350). Assim como Costa (1992) afirma para a Bacia do Espírito Santo, para este estudo, a espécie em questão ocorrente na N-350 poderia também estar desmoronada.

Fasciculithus tympaniformis foi reconhecida desde o topo do Paleoceno Inferior até o Paleoceno Superior (biozona N-310 a biozona N-350 de Antunes, 1984; Antunes, 1990) por Antunes (1990) e Costa (1992). O primeiro autor considera a espécie em questão fóssil diagnóstico da biozona N-350 de Antunes (1990). Nesta tese, a espécie *Fasciculithus tympaniformis* foi observada na Sub-bacia de Sergipe no mesmo intervalo mencionado pelos autores e também é utilizada como fóssil guia para datação da N-350 de Antunes (1997) no Paleoceno Superior.

Para Costa (1992) a espécie *Bomolithus conicus* se restringe ao Paleoceno (N-310 a N-350 de Antunes, 1984; Antunes, 1990). Neste estudo, *Bomolithus conicus* foi reconhecida no Paleoceno Inferior, Superior e Médio.

Antunes (1990) reconheceu a espécie *Heliolithus kleinpellii* no Paleoceno, sendo fóssil guia da zona N-340. Costa (1992) a registrou no mesmo intervalo mencionado por Antunes (*op. cit.*), atribuindo os exemplares observados na biozona N-310 de Antunes (1984) e Antunes (1990), a prováveis desmoronamentos de níveis estratigráficos superiores. Neste estudo, a espécie em questão foi reconhecida

apenas na N-340 do Paleoceno Superior (poços GCM3 e GCM5), sendo também atribuída, conforme Antunes (1990), como fóssil guia desta zona.

Conforme Antunes (1990), a espécie *Toweius eminens* foi reconhecida do Paleoceno ao Eoceno Inferior (N-340 a N-405 de Antunes, 1984; Antunes, 1990). Costa (1992) a observou no mesmo intervalo mencionado por Antunes (*op. cit.*), atribuindo os exemplares reconhecidos na zona N-310 de Antunes (1984) e Antunes (1990), a prováveis desmoronamentos de níveis estratigráficos superiores. *Toweius eminens*, na presente pesquisa, foi identificada no Paleoceno Superior (N-350/N-340) em todos os poços estudados da Sub-bacia de Sergipe, como também no Paleoceno Médio, porém desconfiou-se que esta ocorrência no Paleoceno Médio esteja atribuída a prováveis desmoronamentos.

Segundo Costa (1992) a espécie *Toweius pertusus* foi observada ao longo de todo Paleoceno (biozona N-310 a N-350 de Antunes, 1984; Antunes, 1990). Nos poços da Sub-bacia de Sergipe estudados nesta tese, *Toweius pertusus* foi reconhecido apenas em dois intervalos do Paleoceno: Paleoceno Superior e Paleoceno Médio.

Antunes (1990) observou a espécie *Sphenolithus anarrophus* na Bacia do Espírito Santo no intervalo que compreende o Paleoceno à base do Eoceno Inferior (N-340 a N-405 de Antunes, 1984; Antunes, 1990). Costa (1992) reconheceu poucos exemplares no Paleoceno e considerou os observados na zona N-310 como desmoronados de níveis estratigráficos superiores. Neste trabalho, foram reconhecidos exemplares tanto no Paleoceno Superior, como também no Paleoceno Médio dos poços estudados na Sub-bacia de Sergipe. Desta forma, considerou-se que os exemplares identificados no Paleoceno Médio sejam provenientes também de desmoronamentos.

Para Antunes (1990) e Costa (1992), *Lophodolithus nascens* é reconhecida, na Bacia do Espírito Santo, no topo do Paleoceno (N-350 de Antunes, 1984; Antunes, 1990), assim como foi observada, neste estudo para o Baixo de Mosqueiro da Sub-bacia de Sergipe, no Paleoceno Superior (N-350 de Antunes, 1997).

Antunes (1990) e Costa (1992) documentaram a ocorrência da espécie *Neochiastozygus chiastus* na Bacia do Espírito Santo no Paleoceno. Assim como os

autores supracitados, nesta tese, a espécie também foi reconhecida no Paleoceno (N-305 a N-350 de Antunes, 1997) em todos os poços analisados cuja amostragem alcançou o Paleoceno Inferior.

Antunes (1990) e Costa (1992) relatam que a espécie *Neochiastozygus junctus* foi identificada no Paleoceno Superior. Neste manuscrito, *Neochiastozygus junctus* foi reconhecida também no Paleoceno Superior de todos os poços estudados no Baixo de Mosqueiro, Sub-bacia de Sergipe. A espécie foi observada também no Paleoceno Médio, entretanto, esta ocorrência é atribuída a desmoronamentos de níveis estratigráficos superiores.

Costa (1992) reconhece na Bacia do Espírito Santo raros exemplares de *Neochiastozygus perfectus* no Paleoceno Inferior à base do Paleoceno Superior. Neste trabalho, foram observados *Neochiastozygus perfectus* no Paleoceno Superior (N-350/N-340) em dois poços estudados no Baixo de Mosqueiro, Sub-bacia de Sergipe.

Antunes (1990) e Costa (1992) documentaram a ocorrência de *Placozygus sigmoides* em todo o Paleoceno (biozona N-310 a N-350 de Antunes, 1984; Antunes, 1990) na Bacia do Espírito Santo. Neste estudo, *Placozygus sigmoides* foi observada em poços da Sub-bacia de Sergipe no mesmo intervalo mencionado pelos autores supracitados.

Costa (1992) reconheceu, na Bacia do Espírito Santo, raros exemplares de *Zygodiscus herlynii* ao longo das zonas N-340 e N-350. Assim como a autora, neste estudo, a espécie foi reconhecida no Paleoceno Superior e no Paleoceno Médio dos poços analisados na Sub-bacia de Sergipe.

Segundo Antunes (1990) e Costa (1992), a espécie *Zygodiscus plectopons* ocorre no Paleoceno da Bacia do Espírito Santo, desde a biozona N-310 de Antunes (1984) e Antunes (1990). Nesta pesquisa, *Zygodiscus plectopons* foi observada no Paleoceno Superior em todos os poços estudados da Sub-bacia de Sergipe e no Paleoceno Médio.

Conforme Antunes (1990) e Costa (1992), a espécie *Lanternithus duocavus* é restrita ao Paleoceno Inferior. Da mesma forma, na Sub-bacia de Sergipe,

Lanternithus duocavus foi reconhecida no mesmo intervalo mencionado, pelos autores supracitados.

Costa (1992) reconheceu *Semihololithus kerabyi* ao longo do Paleoceno e considerou os exemplares observados na biozona N-310 (Antunes, 1984; Antunes, 1990), como desmoronados de níveis estratigráficos superiores. Neste trabalho, a espécie foi reconhecida no Paleoceno Superior do Baixo de Mosqueiro, Sub-bacia de Sergipe.

Antunes (1990) e Costa (1992) reconheceram *Ellipsolithus distichus* no Paleoceno Superior, conforme foi observado neste trabalho nos cinco poços estudados da Sub-bacia de Sergipe. Os exemplares presentes no Paleoceno Médio e Inferior foram atribuídos a prováveis desmoronamentos de níveis estratigráficos superiores.

Antunes (1990) e Costa (1992) observaram a espécie *Ellipsolithus macellus* no Paleoceno Superior na Bacia do Espírito Santo, da mesma forma como foi observado nesta pesquisa, para o Baixo de Mosqueiro, nos cinco poços estudados. Os exemplares reconhecidos no Paleoceno Médio e Inferior foram atribuídos a desmoronamentos de níveis estratigráficos superiores.

Antunes (1990) e Costa (1992) observaram a espécie *Tribrachiatos bramlettei* no Paleoceno Superior na Bacia do Espírito Santo, assim como foi observado, nesta tese, para o Baixo de Mosqueiro, nos cinco poços estudados.

Contudo, diante das informações obtidas na Sub-bacia de Sergipe em correlação com a Bacia do Espírito Santo, pode-se perceber semelhanças e diferenças entre a assembleia de nanofósseis calcários em ambas regiões. Estas diferenças podem estar relacionadas aos fatores ambientais locais ou de competição entre espécies.

8.4 – A BACIA DE CAMPOS

No estudo da bioestratigrafia realizado por Gomide (1982) na Bacia de Campos para o intervalo paleocênico, o autor reconheceu apenas a zona *Cruciplacolithus tenuis* (N-320 de Gomide, 1982) para o Paleoceno Inferior e enfatizou que este intervalo de tempo para esta bacia somente foi observado aleatoriamente em alguns poços estudados e de forma bastante inexpressiva, não chegando a atingir 60 metros de espessura. O autor ainda cita que os fósseis são raros nesta idade e evidenciou este fato a uma grande discordância regional que eliminou parte do Paleoceno Inferior. Gomide (1982) admitiu a ausência do Paleoceno Médio/Inferior em grande parte da Bacia de Campos e salientou que os raros fósseis desta idade aí encontrados sugeririam um processo de retrabalhamento.

Nesta tese, biozonas correspondentes ao Paleoceno Inferior foram reconhecidas em todos os poços analisados na Sub-Bacia de Sergipe. As biozonas adotadas para o reconhecimento deste intervalo de tempo foram baseadas nos respectivos nanofósseis: *Lanternithus duocavus* e/ou *Ellipsolithus gomidei*, N-307; *Cruciplacolithus primus* e/ou *Neobiscutum parvulum*, N-305. Estas espécies não foram identificadas pelo autor supracitado para a Bacia de Campos. Diferentemente do exposto acima, foi observada diante das análises bioestratigráficas realizadas para o Baixo de Mosqueiro, a existência de estratos marcados como Paleoceno Médio/Superior. Diante destas observações, pode-se inferir que a Sub-bacia de Sergipe compõe aspectos geológicos e ambientais que a tornam uma sub-bacia rica e completa para este intervalo de tempo.

8.5 – A BACIA DE PELOTAS

O Paleogeno da Bacia de Pelotas, no Rio Grande do Sul (Formação Imbé), pode, guardados suas limitações, ser litoestratigraficamente correlacionável aos depósitos turbidíticos e hemipelágicos da Formação Calumbi, Sub-bacia de Sergipe, objeto de estudo da presente tese (Feijó, 1994; Milani *et al.*, 2007; Bueno *et al.*, 2007 e Campos Neto *et al.*, 2007).

Gomidei (1989) estudou na Bacia de Pelotas a N-350 marcada pelo nanofóssil *Fasciculithus* spp., que indica a porção superior do Paleoceno Superior nos poços 1-RSS-2, 2-RSS-1 e 1-SCB-3B. Segundo o autor, a ocorrência de depósitos correspondentes à porção inferior/média do Paleoceno, representada pelas zonas N-320 (*Cruciplacolithus tenuis*) de Gomidei (1989) e N-340 (*Heliolithus kleinpellii*) de Gomidei (*op. cit.*) é questionável na bacia. Para Gomidei (1989), o intervalo correspondente ao Paleoceno aparentemente vai ficando menos espesso em direção ao norte e a mistura de fósseis do Paleoceno Médio e Inferior são um forte indicativo de um hiato importante.

Em contrapartida, no presente manuscrito, a N-350 foi bem definida em todos os poços analisados da Sub-bacia de Sergipe pela espécie *Fasciculithus tympaniformis*. A biozona N-340, correspondente a parte inferior do Paleoceno Superior, foi identificada em dois poços, pelo mesmo fóssil guia reconhecido pelo autor supracitado. O Paleoceno Inferior, bastante espesso, ao contrário do que foi observado para o Paleoceno da Bacia de Pelotas, foi reconhecido pelas biozonas que marcam a parte superior e inferior deste intervalo de tempo: a N-307 e N-305.

8.6 – DESFECHO DA INTEGRAÇÃO ENTRE A SUB-BACIA DE SERGIPE E AS DEMAIS BACIAS BRASILEIRAS

Diante da correlação dos dados, pôde-se inferir que para o Baixo de Mosqueiro, a Formação Calumbi na Sub-bacia de Sergipe sofreu eventos geológicos e ambientais semelhantes aos das formações Ubarana no Ceará, Maria Farinha na Bacia da Paraíba, Urucutuca na Bacia do Espírito Santo e Campos, e Imbé na Bacia de Pelotas. Essas semelhanças são compatíveis com o caráter planctônico e cosmopolita inerente aos nanofósseis calcários (FIG.31).

Porém, particularidades de cada bacia em questão influenciaram na ocorrência ou não de determinadas espécies de nanofósseis calcários. Nesse sentido, ganham destaque os nanofósseis identificados na presente tese que podem ser considerados novos na literatura: *Neochiastozygus* sp. 1, *Ellipsolithus* sp. 1 e *Lanternithus* sp. 1. As últimas ocorrência destas espécies foram diagnosticadas no

Paleoceno Superior, na biozona N-350. Suas características foram abordadas na classificação sistemática e taxonômica, no Capítulo VI.

Mudanças batimétricas, proximidade com a linha de costa, tipos de correntes marinhas e outros fatores ecológicos também podem ter influenciado nas diferenciações entre estas bacias, mostrando que, apesar de possuírem uma excelente correlação litoestratigráfica, diferem no conteúdo fossilífero. De um modo geral, foi possível constatar que a Sub-bacia de Sergipe foi comparativamente mais abundante e expressiva em relação aos nanofósseis calcários reconhecidos no Paleoceno em comparação com as bacias brasileiras da margem leste. Uma hipótese poderia estar relacionada a uma batimetria mais elevada, alimentada por correntes oceânicas aquecidas.

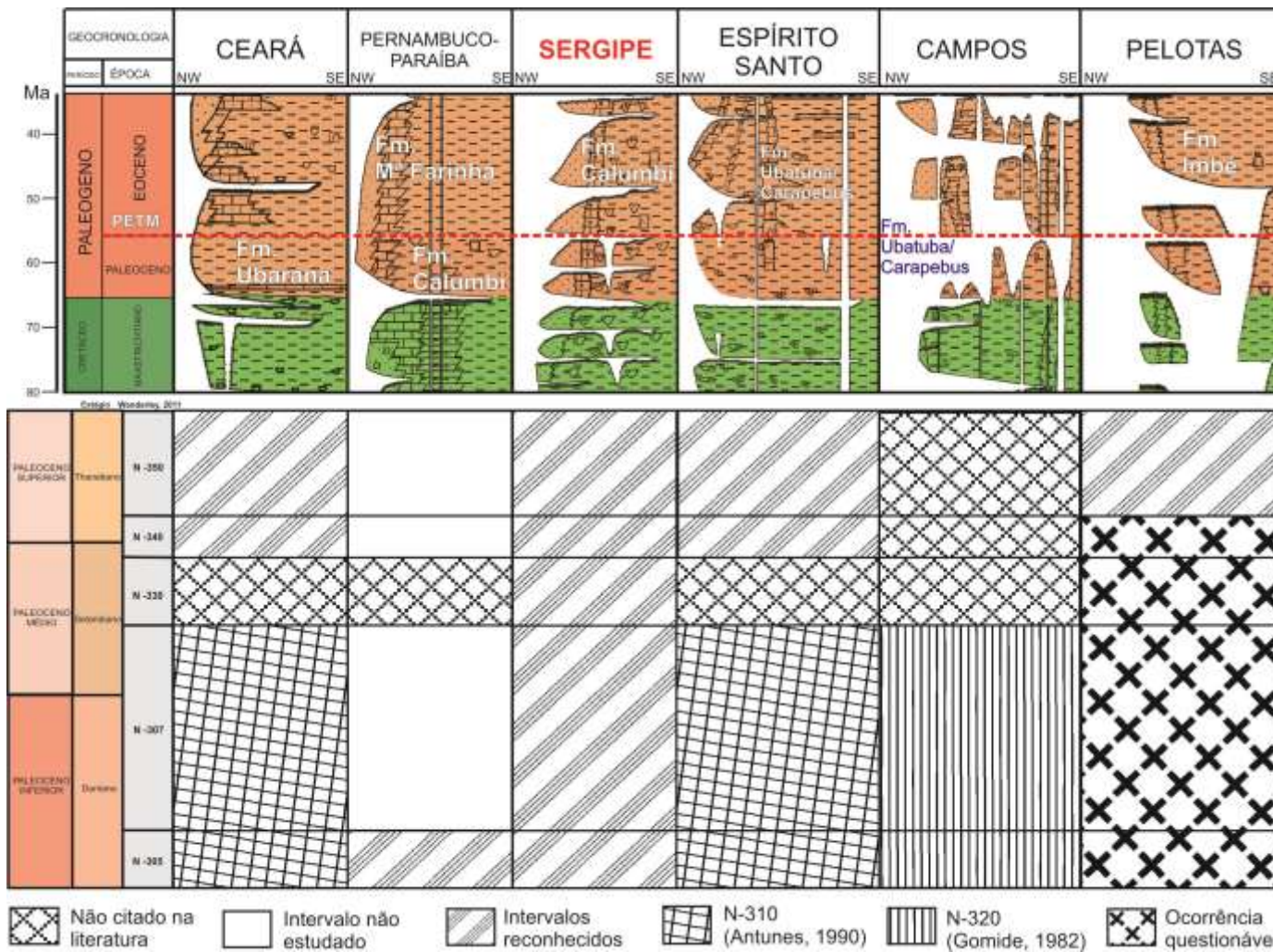


Figura 31: Correlação bioestratigráfica entre as Sequências Paleocênicas das bacias sedimentares da margem leste brasileira (Gomide, 1982; Gomide, 1989; Antunes, 1990; Cunha, 1991; Costa, 1992 e Andrade, 2010) e a Sub-bacia de Sergipe (esta tese). Notar as principais feições erosivas e diápiros para o Paleoceno das diversas bacias (modificado de Milani *et al.*, 2007 e Freire *et al.*, 2012).

CAPÍTULO IX

A BIOGEOGRAFIA E PADRÕES CLIMÁTICOS DOS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS NO PALEOCENO

9.1 – CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O LIMITE CRETÁCEO-PALEOGENO

Talvez o maior dos bio eventos ocorridos em todo o Cretáceo e um dos mais catastróficos da história do planeta, seja a extinção em massa no final do Cretáceo, classicamente atribuída ao impacto de um grande bólido (provavelmente um cometa) na Terra há ~65,5 Ma atrás – o evento do impacto em Chicxulub, no México, e o resfriamento e diminuição na fotossíntese, causada pela ejeção de uma densa poeira na atmosfera após o impacto (Alvarez, 1980, Alvarez *et al.*, 1992; Hildebrand *et al.*, 1991; Tobin *et al.*, 2012, Vellekoop *et al.*, 2014.), evidenciado por concentrações globais de irídio, feições paleofisiográficas indicativas de impacto e incursões de isótopos estáveis. Grandes extinções podem ser citadas entre os moluscos, cefalópodes, equinóides, foraminíferos, corais, répteis marinhos e terrestres e espécies vegetais que são compatíveis com a idade atribuída ao impacto do limite Cretáceo-Paleogeno, estimando-se que em torno de 50% dos gêneros foram extintos, o que é comprovado por dados de alta resolução apresentados por diversos autores (Birkelund & Bromley, 1979; Christensen & Birkelund, 1979; Alvarez *et al.*, 1980; Alvarez *et al.*, 1982; Alvarez *et al.*, 1984; Silver & Schultz, 1982; Lamolda *et al.*, 1988; Sharpton & Ward, 1990; Kauffman & Walliser, 1990).

Não obstante, ainda não existe consenso sobre o que causou a extinção do final do Cretáceo.

Para muitos autores, grandes perdas de biomassa e de muitas espécies e gêneros precederam o evento do limite K-Pg. Estas observações não diminuem a importância do evento de extinção em massa relacionado com o impacto no final do Cretáceo, mas adiciona à sua complexidade e sugere que a extinção não foi um único evento, isto é, causado por um único e abrupto fator (Walliser, 1995) e sugerem que outros eventos de extinção em torno do limite K-Pg estavam relacionados ao impacto. Kauffman (1988b) propôs, pelo menos, dois eventos

adicionais de extinção, a curto prazo, antes do limite K-Pg. O primeiro teria ocorrido por volta de 66,5 Ma, marcado por uma moderada morte de moluscos de água quente, extinção de vários grupos de plânctons marinhos, a perda abrupta de alguns táxons angiospermas (Nichols *et al.*, 1990) na América do Norte e, possivelmente, a perda da maior parte das últimas linhagens de dinossauros; e o segundo, dentro de poucos 100 Ka abaixo do limite K-Pg, sendo expressivo na extinção de espécies de foraminíferos (Keller, 1989 a,b) e espécies de nanofósseis (Perch-Nielsen *et al.*, 1982). Novos dados de estratigrafia de alta resolução sugerem que o primeiro destes dois microeventos é provavelmente mais novo, próximo de 66 Ma, dentro da biozona de foraminíferos *A. Mayaroensis* e pode ter distribuição regional, envolvendo ainda a perda acelerada de amonóides na Europa Ocidental (Ward *et al.*, 1991) e associada aos moluscos marinhos na região do Texas – México (Hansen *et al.*, 1987, 1993).

McHone & Dietz (1991) registraram 11 crateras do impacto temporalmente em torno do limite K-Pg e dois picos de irídio têm sido registrados na região do Rio Brazos no Texas (Hansen *et al.*, 1993), sugerindo a possibilidade de uma tempestade de cometa (Hut *et al.*, 1987) durante este período. Esta proposta precisa ser cuidadosamente testada com geoquímica de alta resolução e dados estratigráficos, abrangendo, pelo menos ± 5 Ma em torno do limite K-Pg (Walliser, 1995). Keller (2005), por sua vez, afirma que somente um bólido capaz de produzir uma cratera com 250 km a 300 km de diâmetro seria capaz de produzir o teor global de irídio e as extinções que marcam a passagem Cretáceo-Paleogeno. Segundo essa teoria, o impacto teria ocorrido no oceano em idade próxima ao do impacto Chicxulub que, por sua vez, possui uma cratera com diâmetro inferior a 150 km. Outros autores atribuem ao intenso vulcanismo no Atlântico Norte e a consequente acidificação dos oceanos a maior contribuição para os eventos de extinção em massa (McLean, 1985; Keller, 2005; Kravchinsky, 2012; Tyrrel *et al.*, 2015). Da mesma forma, ainda não existe consenso acerca da produtividade nos oceanos no final do Período Cretáceo e seu impacto para extinção dos organismos marinhos (Alegret *et al.*, 2012, Esmeray-Senlet *et al.*, 2015).

Tanto a idade dos vulcanismos, quanto o momento exato do impacto Chicxulub, ainda vem sendo discutido no meio acadêmico (Pälike, 2013; Tobin *et al.*, 2012, Renne *et al.*, 2013; Schoene *et al.*, 2015). Determinar com exatidão a causa

da extinção das diversas espécies no final do Maastrichtiano e determinar o momento preciso desses eventos e de seus causadores, ainda continua sendo tarefa difícil (Walliser, 1995), sendo mais provável que o somatório desses fatores tenha motivado as extinções.

9.2 – CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O EVENTO MÁXIMO TERMAL

O Evento Máximo Termal (MPTE) corresponde a um evento bastante abordado pelo meio acadêmico, que teve sua duração estimada entre 100 e 200 Ka (Murphy *et al.*, 2010; Jones *et al.*, 2013), resultando em alterações drásticas no clima que marcaram o fim do Paleoceno e o início do Eoceno. Esta mudança alterou a circulação oceânica, reduziu a intensidade da circulação atmosférica, apresentou uma significativa anomalia de $\delta^{13}\text{C}$, provocou variações na biota continental e principalmente marinha, como por exemplo, a extinção de múltiplos foraminíferos bentônicos, a rápida diversificação de dois grupos de foraminíferos planctônicos de ambientes rasos, alterações na abundância do nanoplâncton, um acme global relacionado ao gênero de dinoflagelado (*Apectodinium*) em ambientes proximais, aumento no número de insetos e a especiação que resultou no surgimento de três Ordens que incluem diversos mamíferos modernos: Artiodactyla que abrangem os camelos, cervos e vacas; Perissodactyla que incluem os rinocerontes e cavalos; e a Ordem dos Primatas (Ferreira, 2004; Alves, 2007, Secord *et al.*, 2010; Gingerich, 2006).

O aquecimento dos oceanos no Evento Máximo Termal do Paleoceno Terminal (Zachos *et al.*, 1993) foi desencadeado pela atividade vulcânica no Atlântico Norte e emissão catastrófica de toneladas de gás metano (Norris & Röhl, 1999; Wieczorek *et al.*, 2013). Foi sugerida que a atividade vulcânica esteve ligada a atividade do rifte continental oceânico, extrudindo o magma sobre os sedimentos ricos em carbono e desencadeando a liberação do metano. Entre as regiões com atividades vulcânicas apontadas como as maiores áreas fontes do CO_2 , pode se encontrar a Província Ígnea do Atlântico Norte (Rea *et al.*, 1990), a efusão magmática ocorrida na Groelândia (Williams, 1986) e a área circum-caribenha (Bralower *et al.*, 1997). Adicionalmente, foram injetadas na atmosfera cerca de 1200 a 2000 gigatons de carbono na forma de metano originados da decomposição de

hidratos de metano sedimentar (Thomas *et al.* 2002). A liberação do gás foi rápida o suficiente para exaurir o oxigênio das águas de fundo e influir o aquecimento do Neopaleoceno (Dickens *et al.*, 1997; Hallam, 2004). Esse aumento nas concentrações de CO₂, também causou raseamento na zona de compensação da calcita (CCD), escassez de O₂ nas águas oceânicas e elevação do pH oceânico (Zachos *et al.*, 2005; Thomas & Zachos, 2000; Ma *et al.*, 2014).

No início do MTPE as chuvas eram escassas, mas aumentaram progressivamente no decorrer do tempo, juntamente com a elevação nas taxas de evaporação. De modo semelhante, as geleiras começaram a derreter e o índice de albedo foi reduzindo, ocasionando um efeito estufa atmosférico (Ferreira, 1994; Gingerich, 2006).

A relação da pCO₂ e pH com o aumento, diminuição, alterações genéticas e mudanças morfológicas em cocólitos, ainda é tema de debate que permanece longe de um consenso (Thierstein, 1980; Beaufort & Heussner, 2001; Gibbs *et al.*, 2006; Ridgwell, *et al.*, 2009; Erba *et al.*, 2010; Beaufort, *et al.* 2011). Hönisch *et al.* (2012) afirmam que as mudanças na composição das espécies de cocolitoforídeos estão relacionadas principalmente com variações de temperatura, estratificação de salinidade e/ou disponibilidade de nutrientes, e não necessariamente com a acidificação dos oceanos. Não obstante, é sabido que o MPTE foi globalmente marcado por especiações e abundâncias generalizadas de espécies de nanofósseis calcários, em grande parte favorecida pelo aumento de temperatura e subida de nível eustático. Isto será melhor abordado no item 9.3.

O conjunto desses fatores faz desse evento um momento singular que produziu profundos efeitos no passado geológico, e levam a crer que o Evento Máximo Termal, apesar de breve, serviu como gatilho para a rápida diversificação de espécies encontradas nas épocas seguintes e pode servir de modelo para o entendimento da história da vida (Thomas & Zachos, 2000; Röhl *et al.*, 2000, Gingerich, 2006).

9.3 - OS NANOFÓSSEIS DA SUB-BACIA DE SERGIPE NO CONTEXTO DAS VARIAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS

Um dos problemas mais interessantes na paleontologia é investigar as relações entre a evolução biótica e pressões ambientais. Os modelos de evolução propostos por diversos autores são conflitantes e nada conclusivos (Agnini *et al.*, 2007). Van Valen (1973) considerou que o controle biótico se sobrepõe aos fatores exclusivamente abióticos, enquanto que Stenseth & Maynard Smith (1984) propuseram que a mudança evolutiva é predominantemente dirigida pelas mudanças no ambiente físico, ou seja, fatores abióticos. Os microfósseis fornecem um registro bem documentado em distribuição temporal e espacial que pode ser usado na paleobiogeografia, paleoecologia, interpretação morfológica e também em testes de teorias evolutivas. Especificamente, os nanofósseis calcários parecem ter todas essas qualificações, isto é, abundância, grande distribuição biogeográfica e rápida evolução através do tempo (Agnini *et al.*, 2007).

Embora ainda existam poucos relatos na literatura acerca das implicações paleoclimáticas, paleoecológicas e paleogeográficas das espécies de nanofósseis calcários do Paleoceno, as perfurações do *Deep Sea Drilling Project* propiciaram o desenvolvimento de trabalhos com diversas vertentes e contribuíram para o entendimento acerca da biogeografia dos nanofósseis calcários no Paleoceno e suas implicações paleoclimáticas.

Segundo Haq *et al.* (1977), enquanto a parte inferior do Paleoceno Inferior (Daniano Inferior) foi dominada por *Thoracosphaera* em todas as latitudes, o restante do Paleoceno Inferior foi caracterizado por diferentes assembleias de nanofósseis que podem variar localmente. Este *bloom* de *Thoracosphaera* é mais facilmente detectado em mar aberto, porque mais próximo da costa e em áreas epicontinentais os brarrudosphaerídeos foram dominantes e aboliram os thoracosphaerídeos. Dessa forma, estas assembleias dominaram todas as latitudes durante o Daniano Inferior e podem ser usualmente empregadas como critério bioestratigráfico para reconhecer este intervalo de tempo.

Diante dos resultados obtidos na Sub-bacia de Sergipe, observou-se, no geral, uma maior abundância da espécie *Thoracosphaera* spp. no Paleoceno Inferior, assim como retratou Haq *et al.* (1977), confirmando que a assembleia de

thoracosphaerideos é uma característica do Daniano Inferior em todas as latitudes, quando houve abertura do Oceano Atlântico (FIG. 33A). Com relação aos brarrudosphaerídeos, neste trabalho, pôde ser observado que, no geral, houve maior incidência de *Braarudosphaera bigelowii* no Paleoceno Superior do que no Paleoceno Inferior, sendo que essa espécie é caracterizada por apresentar grande amplitude estratigráfica (FIG. 33B). A não ocorrência de nanofósseis calcários no Paleoceno Inferior, no poço GCM4, foi comprometida pela limitação do intervalo disponibilizado para a realização das análises.

A abundância de *Thoracosphaera* em comparação com a *Braarudosphaera*, nos poços estudados, sugere que para o Daniano, o Baixo de Mosqueiro estaria situado em lâmina d'água mais profunda.

Outra espécie que merece destaque por fornecer informações paleogeográficas é a *Ericsonia subpertusa*, que se tornou dominante no Paleoceno Inferior em sedimentos de baixa a média latitudes, tornando-se menos abundante no Paleoceno Superior (Haq *et al.*, 1977). De modo geral, nos poços analisados na Sub-bacia de Sergipe, esta espécie também apresentou maior índice de abundância no Paleoceno Inferior, decrescendo em direção ao Paleoceno Superior, conforme observado por Haq *et al.* (1977) (FIG. 33C). Diante disto, pode-se inferir que o evento Cretáceo-Paleogeno tenha propiciado condições ambientais que favoreceriam a adaptação e abundância da espécie *Ericsonia subpertusa* no Paleoceno Inferior do Baixo de Mosqueiro.

Haq & Lohmann (1976) mostraram que as maiores migrações das assembleias ocorreram em latitudes específicas por todo o Paleoceno e isto é interpretado como uma resposta às mudanças climáticas: (a) no Paleoceno Inferior, as assembleias eram mais restritas latitudinalmente como resposta ao aquecimento dos oceanos; (b) No Paleoceno Médio, as assembleias da alta latitude (grandes ocorrências de *Prinsius martinii* e uma parte menor das espécies de *P. bisulcus*) migraram para as baixas latitudes, começando em 62 M.a. e alcançaram o pico da expansão nas baixas latitudes entre 59 M.a. e 57 M.a., sendo interpretado como o período de maior resfriamento no Paleoceno. Também pôde ser observado neste trabalho, a maior incidência de *Prinsius martinii* no Paleoceno Médio, no poço CG2,

ratificando o episódio do resfriamento no Paleoceno Médio associado à abundância de *P. martinii*, proposto por Haq *et al.*, (1977) (FIG. 32).

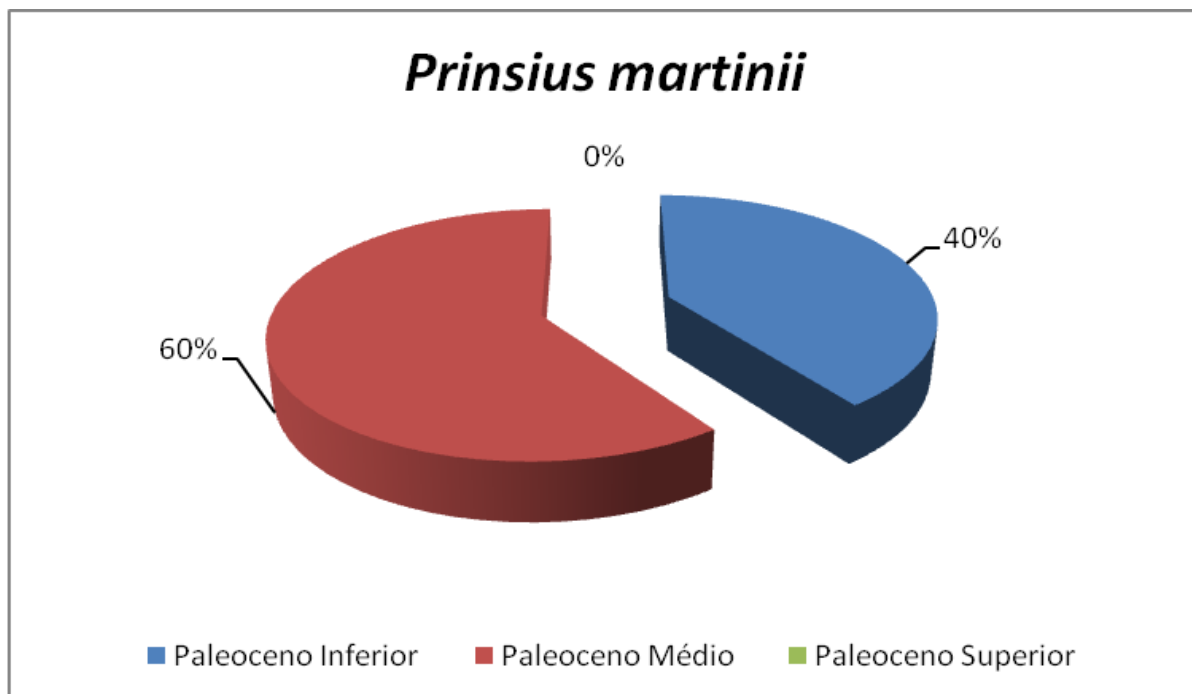


Figura 32: Variação em porcentagem da espécie *Prinsius martinii* na Sub-bacia de Sergipe (poço GCM2), atribuída ao resfriamento ocorrido no Paleoceno Médio.

Para Haq *et al.* (1977), esta tendência de resfriamento foi revertida após 57 M.a., com um *trend* de aquecimento no Paleoceno Superior, culminando na dispersão de *Toweius craticulus* das baixas latitudes para as médias e altas latitudes e um pico de aquecimento em 51 M.a. no Eoceno Inferior. Na Sub-bacia de Sergipe, foram reconhecidas espécies do gênero *Toweius* em todos os poços estudados. Este gênero apresenta grande tolerância à temperatura e parece ser comum em muitas latitudes (Bralower, 2002). No geral, *Toweius* prefere águas frias e condições eutróficas, entretanto a espécie *Toweius serotinus* parece ter prosperado em condições quentes e, possivelmente, eutróficas (Self-Trail *et al.*, 2012). *T. serotinus* foi descrita em sedimentos da passagem Paleoceno/Eoceno por Bybell & Self-Trail (1995) e Self-Trail *et al.* (2012) que afirmam que esta espécie está restrita ao PETM. Na Sub-bacia de Sergipe, *T. serotinus* foi abundante no Paleoceno Médio/Superior,

mostrando que esta espécie claramente prosperou em paleoambientes quentes no início do PETM na Sub-bacia de Sergipe (FIG. 33D).

Em trabalhos realizados durante o “*Ocean Drilling Program*” (ODP), Leg 159, na Dorsal Marginal da Costa do Marfim-Gana no leste do Oceano Atlântico, Shafik *et. al* (1998) reconheceram espécies que foram usadas para definir intervalos das zonas internacionais para o Paleoceno Superior: *D. diastypus*, *C. eodela*, *D. multiradiatus*, *H. Kleinpellii*, *F. tympaniformis* e *E. macellus*. Na Sub-bacia de Sergipe, *D. diastypus*, *D. multiradiatus* e *E. macellus* foram identificadas até o Eoceno Inferior e as espécies *F. tympaniformis* e *H. Kleinpellii* foram utilizadas como formas guias para o reconhecimento de duas biozonas que compõe o Paleoceno Superior (N-350 e N-340, respectivamente). As espécies *C. eodela* e *C. tenuis* também fizeram parte da assembleia que compõe o Paleoceno Superior na Sub-bacia de Sergipe, enquanto que na Dorsal Marginal da Costa do Marfim-Gana, Shafik *et. al* (1998) identificou o *C. tenuis* no Paleoceno Inferior.

No sudeste do Atlântico subtropical, Leg 208, Dorsal de Walvis, Agnini *et al.* (2007) reconheceram as espécies *Fasciculithus chowii*, *Fasciculithus pileatus* e *Fasciculithus billii* no Paleoceno Médio, assim como foram observados estes nanofósseis para a Sub-Bacia de Sergipe, sendo o *F. pileatus* utilizado como fóssil guia acessório para a marcação da biozona N-330. A espécie *H. Kleinpellii* foi identificada na parte inferior do Paleoceno Superior por Agnini *et al.* (2007) e considerada em locais com pequena e média latitude. Na porção estudada da Sub-bacia de Sergipe, *H. Kleinpellii* foi utilizada como fóssil guia da biozona N-340. A espécie *C. eodela* foi reconhecida no Paleoceno Superior, tanto na Sub-bacia de Sergipe como no sudeste do Atlântico subtropical. Na Sub-bacia de Sergipe, em consonância com Agnini *et al.* (2007), Aubry (1998), Monechi *et al.* (2000), o evento PETM está associado com modificações significativas nas assembleias dos nanofósseis calcários nos poços estudados, entre as quais estão o aparecimento de *Tribrachiatus* e a extinção abrupta de várias espécies de *Fasciculithus* ou diminuição na sua diversidade. Em adição, o declínio na diversidade e concomitante declínio da abundância dos *fasciculithus*, dentro da assembleia dos nanofósseis calcários, parece ter fornecido uma vantagem competitiva para outros taxa, como os *Zygrablihus*, que apresentaram aumento na abundância. Todos esses dados sugerem que uma ligação casual existe entre o PETM e as significantes alterações

observadas nas assembleias dos nanofósseis na Sub-bacia de Sergipe, de modo análogo ao apontado por Gibbs *et al.*, (2006a, b).

Raffi *et al.* (2009) com base em testemunhos retirados pela ODP (Sites 1262,1263) para a Dorsal de Walvis, no Atlântico Sul, observou um proeminente decréscimo na diversidade e abundância do gênero *Fasciculithus* e atribuiu esta característica ao PETM. Os autores enfatizaram que várias espécies de *Fasciculithus* foram reconhecidas no Paleoceno Superior, como *Fasciculithus richardii*, *Fasciculithus schaubii*, *Fasciculithus hayi*, *Fasciculithus toni* e *Fasciculithus mitreus*, e desapareceram após este intervalo de tempo. Apenas duas espécies permaneceram (*F. involutus* e *F. tympaniformis*) presentes no começo ao fim da excursão de isótopo de carbono (EIC), registrada no limite Paleoceno-Eoceno em distribuições globais (Backman, 1986; Monechi *et al.*, 2000; Raffi *et al.*, 2005, Agnini *et al.*, 2006, 2007a). Assim como Raffi *et al.* (2009), na Sub-bacia de Sergipe, não foi reconhecido nenhum *Fasciculithus* no Eoceno Inferior (biozona N-410). Da mesma forma como Agnini *et al.* (2007) observaram especiação na linhagem de *Fasciculithus* para o Selandiano (Paleoceno Médio), foram reconhecidas especiações na Sub-bacia de Sergipe para este intervalo de tempo. As espécies *Fasciculithus tympaniformis*, *Fasciculithus pileatus* e *Fasciculithus billi* foram identificadas *in situ* no Paleoceno Superior e Médio, respectivamente, e importantes para a caracterização das zonas N-350 e N-330. Outras espécies como *Fasciculithus richardii* e *F. schaubii* também foram observadas na Sub-bacia de Sergipe. Raffi *et al.* (2009) mencionou que o gênero *Zygrhablithus* é raro no Paleoceno Superior e temporariamente desaparecem dentro do PETM e retornam depois em abundância com valor acima de 60%. Na Sub-bacia de Sergipe, a espécie *Zygrhablithus bijugatus* foi reconhecida no Eoceno Inferior e em intervalos inferiores, porém admite-se que esta ocorrência está relacionada a desmoronamentos de extratos superiores. A diferença na abundância entre *Fasciculithus* e *Zygrhablithus* foi usada por Raffi *et al.* (2009) para definir um bio-horizonte consistentemente registrado apenas no intervalo Paleoceno/Eoceno em diferentes ambientes oceânicos, também foi observada na Sub-Bacia de Sergipe. Bralower (2002) sugeriu que *Zygrhablithus* pode ter sido simplesmente ocupado por um nicho ecológico abandonado pelos *Fasciculithus*. Estas informações mostram consonância para concluir que estes eventos bioestratigráficos representam

respostas biológicas de alta variabilidade e/ou condições extremas em ambientes de zona fótica. O comportamento da abundância nestes taxa pode ser interpretado como reflexo do aquecimento e condições oligotróficas para esta sub-bacia. Temperatura, ciclo de nutrientes e a geoquímica do carbono são fatores que podem ter influenciado nas variações da abundância e composição observada nos nanofósseis calcários durante o Paleoceno Superior, e pode ser considerado o início do PETM na sub-bacia de Sergipe.

Haq *et al.* (1977), em estudos do *Deep Sea Drilling Project*, Leg 29, para o Alto do Ceará e Platô de São Paulo, reconheceram um *bloom* de *Thoracosphaera* no Daniano Inferior. Foi observado na Sub-bacia de Sergipe que a espécie *Thoracosphaera* spp. ocorre em todo o Paleoceno (FIG. 33A e B), não sendo diagnóstica para a marcação de zona bioestratigráfica, sendo o Paleoceno Inferior nesta Sub-Bacia marcado através da espécie *Cruciplacolithus primus* e/ou *Neobiscutum parvulum*. Os autores supracitados observaram uma dominância de *Ericsonia subpertusa*, nesta idade, em baixas e médias latitudes. Para a Sub-bacia de Sergipe, *Ericsonia subpertusa* também apresentou maior expressividade em sedimentos do Paleoceno Inferior (FIG. 33C), porém sendo importante na caracterização do Paleoceno Superior (N-350). A espécie *Prinsius martinii* foi dominante no Paleoceno Médio nas áreas estudadas por Haq *et al.* (1977). Na Sub-bacia de Sergipe, o Paleoceno Médio (N-330) foi marcado por *Fasciculithus pileatus* e/ou *Fasciculithus billii*, porém, *P. martinii* também compôs a assembleia correspondente a esta idade.

Alves (2007) em estudos na Bacia Dahomey (Ilaro-1, Araromi, Shagamu e Leg 159, site 959D) observou que o Paleoceno Médio e Inferior apresentou registro pobremente preservado ou ausente. O autor reconheceu a espécie *Cruciplacolithus primus* na zona N-310 de Antunes (1997). Foi observado na Sub-bacia de Sergipe estes intervalos de tempo bem caracterizados. O nanofóssil *Cruciplacolithus primus* também foi identificado no Paleoceno Inferior e responsável pela delimitação da N-305, juntamente com o *Neobiscutum parvulum* em alguns dos poços analisados. O Paleoceno Superior teve como destaque a biounidade NP9 de Martini (1971) em todas as seções estudadas por Alves (2007). Para a Sub-bacia de Sergipe, o Paleoceno Superior foi caracterizado pelas zonas N-350 em todos os poços e N-340 em dois poços. Na Sub-bacia de Sergipe, assim como Alves (2007) para a Bacia de

Dahomey, foram reconhecidas diversas unidades taxonômicas que sugerem uma condição ambiental variando entre tropical e subtropical, em ambiente dominado por águas quentes, oligotróficas e epicontinentais (*Micula decussata*, *Watznaueria barnesae*, *Tribrachiatus bramlettei*) e típicas de baixa latitude (*Arkhangelskiella cymbiformis*, *Uniplanarius trifidus*).

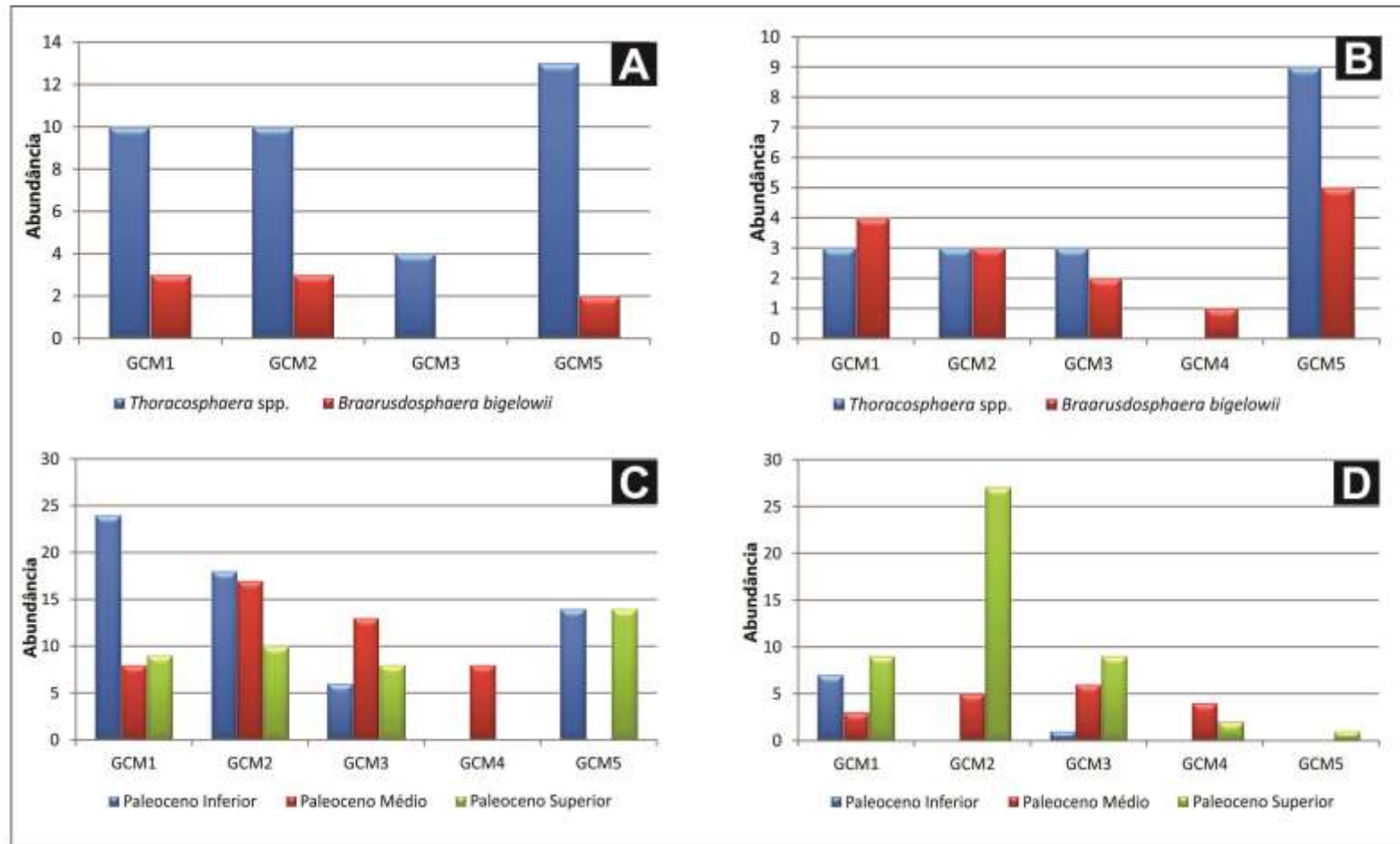


Figura 33: Gráficos de variação das espécies como resposta aos eventos paleoclimáticos e paleogeográficos. A figura **A** representa a variação de *Thoracosphaera* spp. e *Braarudosphaera bigelowii* no Paleoceno Inferior e a figura **B** no Paleoceno Superior, sugerindo que o Baixo de Mosqueiro estaria em uma posição mais afastada da linha de costa no Paleoceno Inferior. A figura **C** representa a variação da espécie *Ericsonia subpertusa* nos poços estudados, mostrando a importância do evento Cretáceo-Paleogeno na adaptação da espécie. A figura **D** mostra o comportamento da espécie *Toweius serotinus* como resposta ao evento Máximo Termal na Sub-bacia de Sergipe.

As ocorrências de espécies comuns à costa oeste africana e demais regiões do Atlântico Sul podem ser explicadas pelo padrão de circulação oceânica no Paleoceno, que pode ter transportado as espécies de sul para norte, em direção a Sub-bacia de Sergipe (FIG. 34).

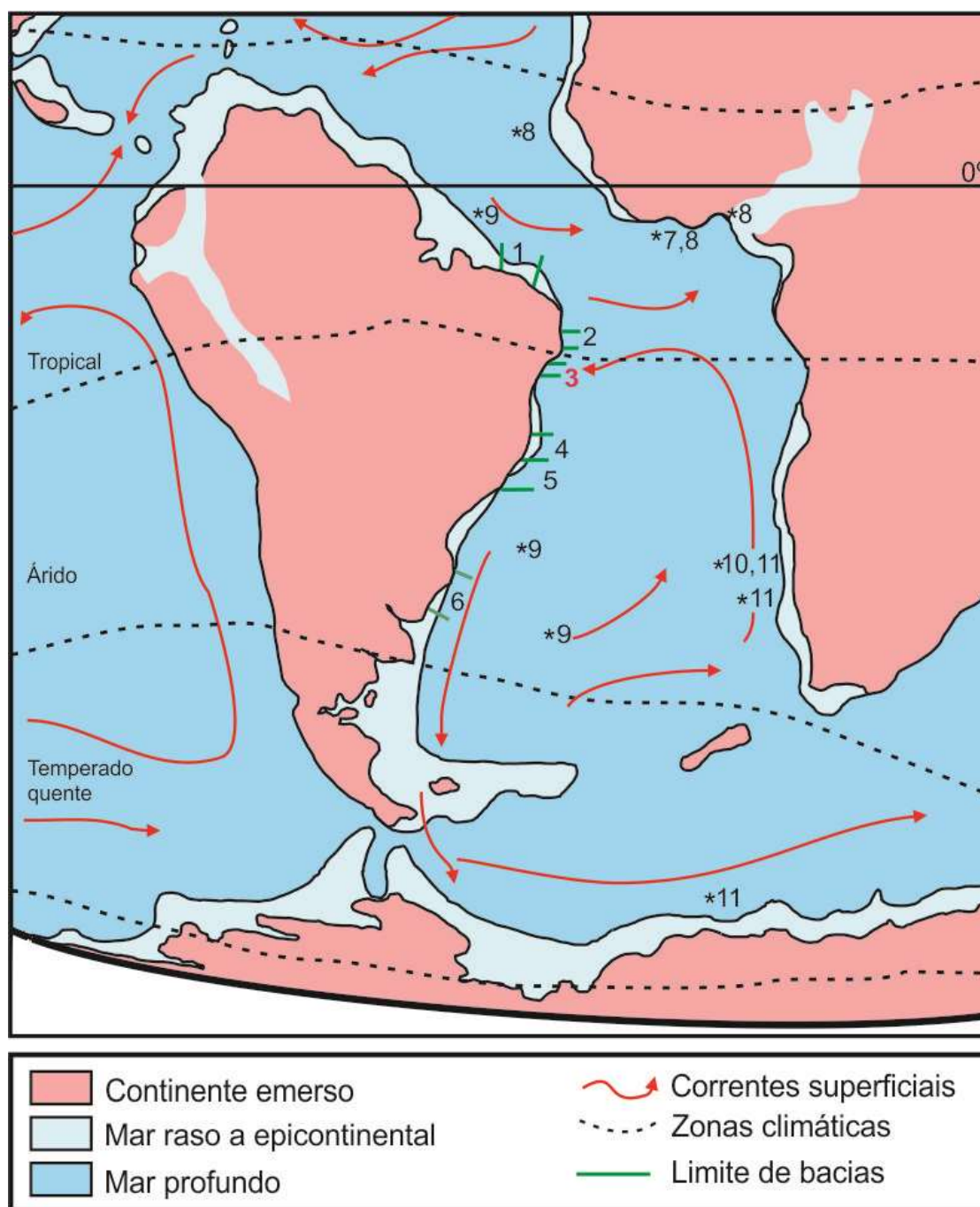


Figura 34: Mapa paleogeográfico do Paleoceno, com a localização das seções utilizadas para a correlação com os nanofósseis calcários da Sub-bacia de Sergipe. 1: Cunha, 1991; 2: Andrade, 2010; 3: Esta tese; 4: Antunes, 1990 e Costa, 1992; 5: Gomide, 1982; 6: Gomide, 1989; 7: Shafik *et al.*, 1998; 8: Alves, 2007; 9: Haq *et al.*, 1997; 10: Agnini *et al.*, 2007 e 11: Raffi *et al.*, 2009. Paleocorrentes superficiais, baseada em Schweitzer (2001), Bijl *et al.*, (2009) e Bijl *et al.*, (2011).

Com relação à abundância e riqueza específica de nanofósseis calcários nos poços analisados na Sub-bacia de Sergipe, observou-se na biozona N-350 (Paleoceno Superior) e N-305 (Paleoceno Inferior), da base para o topo, uma tendência de aumento dos dois índices, como consequência da recuperação de espécies pós-evento K-Pg. Esta tendência se estabiliza do topo da N-307 (Paleoceno Inferior) ao topo da N-330 (Paleoceno Médio) como consequência de um período de resfriamento relativo à Sub-bacia, e volta a subir do topo da N-330 em direção a N-350, acompanhando o acréscimo gradativo de temperatura do MPTE (FIG.35) (APÊNDICE F a APÊNDICE J). Tais relações são compatíveis com a assembléia de palinomorfos e excursões isotópicas positivas de C^{13} descritas por Ferreira (2004).

O teor de cálcio nas rochas sedimentares pode ser afetado por desmoronamentos e fluidos de perfuração - para o caso de amostras de calha - e pode ser influenciado pela presença de outros organismos calcários, variações climáticas e padrões sedimentares locais. Entretanto, para os poços estudados, as amostras desmoronadas, não exerceram significativas influências nos dados de calcimetria. Os valores de calcimetria acompanham, de um modo geral, a variação da abundância de espécies de nanofósseis calcários, mostrando que a utilização desta técnica pode servir como balizador auxiliar para intervalos com o mesmo tipo litológico (APÊNDICE F a J). O poço GCM1 (APÊNDICE F) ilustra, de modo significativo, a correlação entre os valores de calcimetria, abundância, riqueza específica e padrões climáticos.

Desta forma, as informações levantadas nesta tese demonstram que as ocorrências fossilíferas na Sub-bacia de Sergipe são compatíveis com as encontradas na literatura, adequando-se às variações climáticas registradas a nível global, e comprovam que tanto o Evento Máximo Termal, quanto as extinções da passagem Cretáceo-Paleogeno, foram fundamentais para a variação das espécies encontradas nesta Sub-bacia (FIG.35).

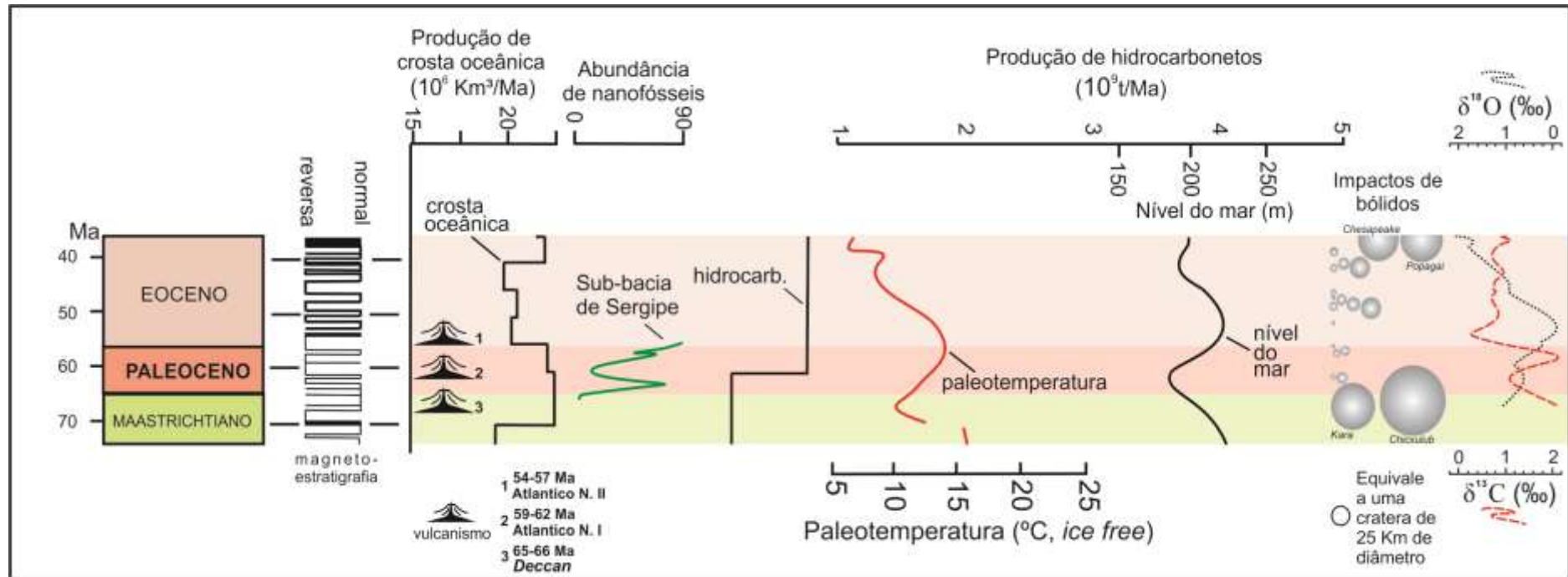


Figura 35: Panorama global do intervalo Maastrichtiano-Paleoceno-Eoceno, com destaque para a abundância de nanofósseis calcários compilados a partir dos cinco poços analisados no Baixo de Mosqueiro, cuja tendência de aumento no Paleoceno Superior em direção ao Eoceno acompanha o aumento de temperatura, subida do nível eustático e a excursão isotópica de carbono e oxigênio, relacionada ao Evento Máximo Termal (Modificado de Walliser, 1995; Keller, 2005 e Zachos *et al.*, 2001).

CONCLUSÕES

A partir do estudo desenvolvido, nesta tese, para a seção Paleocênica na Sub-bacia de Sergipe, pode-se concluir que:

1- Foram reconhecidas 67 espécies para o Paleoceno da Sub-bacia de Sergipe baseadas na classificação de Young & Bown (1998). Todas as espécies foram analisadas morfológicamente, abordando suas características principais e discutidas com relação aos outros autores. Deste estudo, pôde-se reconhecer três espécies novas: *Ellisolithus* sp. 1, *Lanternithus* sp. 1 e *Neochiastozygus* sp. 1. Estes nanofósseis apresentaram última ocorrência no Paleoceno Superior (N-350).

2- Foram realizadas datações bioestratigráficas, baseadas no biozonamento de Antunes (1997), nos cinco poços estudados:

a) No estudo bioestratigráfico do poço GCM1, foram analisadas 40 lâminas e identificadas quatro biozonas no Paleoceno. Para o Paleoceno Superior e Médio, respectivamente, foram reconhecidas as biozonas N-350 e N-330. A primeira foi marcada pela extinção do nanofóssil *Fasciculithus tympaniformis* e a segunda pelas últimas ocorrências do *Fasciculithus billi* e *Fasciculithus pileatus*. O Paleoceno Inferior foi marcado pelas biozonas N-307 (última ocorrência de *Lanternithus duocavus*) e N-305 (última ocorrência do *Cruciplacolithus primus*). O topo do Maastrichtiano foi identificado pelas extinções de *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula prinsii*. A biozona N-290 caracterizou esta idade.

b) Para o poço GCM2, foram lidas 42 lâminas e reconhecidas quatro biozonas para o Paleoceno. O Paleoceno Superior e Médio foi marcado pelas biozonas N-350 e N-330. A biozona N-350 foi baseada nas extinções dos nanofósseis *Fasciculithus tympaniformis*, *Placozygus sigmoides* e *Ericsonia subpertusa*. A N-330 pela extinção da espécie *Fasciculithus pileatus*. O Paleoceno Inferior foi marcado pelas extinções de *Ellipsolithus gomidei* (N-307) e *Cruciplacolithus primus* (N-305).

c) Na análise bioestratigráfica do Poço GCM3 foram lidas 33 lâminas e encontradas quatro biozonas: duas para o Paleoceno Superior (N-350, N-340), a N-330 para o Paleoceno Médio e uma para o Paleoceno Inferior (N-305). A biozona N-350 foi baseada na extinção da espécie *Fasciculithus tympaniformis*. A N-340 foi dada pela

extinção de *Heliolithus kleinpellii*. A N-330 pela última ocorrência de *Fasciculithus billii* e *Fasciculithus bitectus* e a N-305 pelas últimas ocorrências de *Neobiscutum parvulum* e *Crucioplacolithus primus*.

d) Para o Poço GCM4, foram analisadas 16 lâminas e identificadas duas biozonas: N-350 (última ocorrência de *Fasciculithus tympaniformis*) e N-330 (última ocorrência de *Fasciculithus pileatus* e *Fasciculithus billii*).

e) Na análise bioestratigráfica do poço GCM5, foram analisadas 47 lâminas e identificadas oito biozonas. A biozona N-410, que marca o Eoceno Inferior, foi reconhecida pela extinção de *Tribrachiatus bramlettei*. O Paleoceno Superior foi marcado pelas biozonas N-350 e N-340 (últimas ocorrências de *Fasciculithus tympaniformis* e *Heliolithus kleinpellii*, respectivamente). O Paleoceno inferior foi identificado pelas zonas N-307 e N-305 (últimas ocorrências de *Lanternithus duocavus*/ *Ellipsolithus gomidei* e *Crucioplacolithus primus*, respectivamente). O Maastrichtiano foi dado pelas biozonas N-290, N-290.1 e N-280 (últimas ocorrências de *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Reinhardtites levis* e *Uniplanarius trifidum*).

3- Os hiatos marcados pelas ausências localizadas das zonas N-340, N-330 e N-307 podem estar relacionados a erosões esculpidas na forma de cânions ou canais de talude (*slope channels*) ao longo do Depocentro Vaza-Barris, por correntes de turbidez ou fluxos hiperpicnais. Também se mostrou uma poderosa ferramenta para correlação entre poços e reconhecimento de ambientes sedimentares, especialmente onde não há grandes variações litológicas.

4- Diante das análises efetuadas, pôde-se constatar que algumas espécies, que não são consideradas “fósseis guias”, ajudaram na identificação das biozonas de Antunes (1997) para o Paleoceno do Baixo de Mosqueiro, como é o caso dos nanofósseis *Ericsonia subpertusa*, *Placozygus sigmoides*, *Fasciculithus billi*, *Fasciculithus bitectus*, *Fasciculithus pileatus* e *Neobiscutum parvulum*.

5- Pôde-se inferir que a Formação Calumbi, na Sub-bacia de Sergipe, passou por eventos geológicos e ambientais semelhantes aos das formações Ubarana, no Ceará, Maria Farinha, na Bacia da Paraíba, Urucutuca, na Bacia do Espírito Santo e Campos, e Imbé, na Bacia de Pelotas. Essas semelhanças são compatíveis com o caráter planctônico e cosmopolita inerente aos nanofósseis calcários.

Adicionalmente, foi possível constatar que a Sub-bacia de Sergipe foi comparativamente mais abundante e expressiva que estas bacias brasileiras, em relação aos nanofósseis calcários no Paleoceno.

6- Paleoclimatologicamente, a abundância de *Thoracosphaera* em comparação com a *Braarudosphaera* nos poços estudados pode sugerir que para o Daniano, o Baixo de Mosqueiro estaria situado em posição mais afastada da linha de costa, em lâmina d'água mais profunda. Também pôde ser observado maior incidência de *Prinsius martinii* no Paleoceno Médio, ratificando o episódio do resfriamento neste intervalo de tempo. *T. serotinus* foi abundante no Paleoceno Médio/Superior, mostrando que esta espécie claramente prosperou em paleoambientes quentes no início do PETM na Sub-bacia de Sergipe.

7- O evento PETM na Sub-bacia de Sergipe esteve associado a modificações significativas nas assembleias dos nanofósseis calcários nos poços estudados. O comportamento na abundância nos taxa reconhecidos puderam ser interpretados como reflexo do aquecimento e condições oligotróficas para esta sub-bacia. Da mesma forma, a calcimetria se mostrou uma ferramenta que pode auxiliar na interpretação dos gráficos de abundância e suas implicações paleoclimáticas.

8- Foram reconhecidas diversas unidades taxonômicas que sugerem uma condição ambiental variando entre tropical e subtropical, em ambiente dominado por águas quentes, oligotróficas e epicontinentais (*Micula decussata*, *Watznaueria barnesae*, *Tribrachiatus bramlettei*) e típicas de baixa latitude (*Arkhangelskiella cymbiformis*, *Uniplanarius trifidus*).

9- Os eventos bioestratigráficos na Sub-bacia de Sergipe representaram respostas biológicas de alta variabilidade. Especiações no gênero *Fasciculithus* foram reconhecidas no Paleoceno Médio.

10- Apesar da grande semelhança litoestratigráfica entre os intervalos paleocênicos das bacias de margem leste, foi possível identificar diferenças significativas no conteúdo fossilífero, em grande parte relacionada a variações ecológicas locais (p.ex.: aporte de sedimentos, pH, temperatura, salinidade, lâmina d'água, nutrientes etc.) e diferenças no padrão de circulação oceânica superficial.

11- As informações obtidas, nesta tese, demonstram que as ocorrências fossilíferas na Sub-bacia de Sergipe são compatíveis com as encontradas na literatura, adequando-se às variações climáticas registradas a nível global, e comprovam que tanto o Evento Máximo Termal, quanto as extinções da passagem Cretáceo-Paleogeno, foram fundamentais para a variação das espécies identificadas nesta Sub-bacia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Rio, D., Röhl, U., Westerhold, T. 2007. High-resolution nannofossil biochronology of middle Paleocene to early Eocene at ODP site 1262: Implications for calcareous nannoplankton evolution. *Marine Micropaleontology*, **64**: 215-248.
- 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, Departamento de Geologia, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, 255p.
- Albertão, G. A., 1996. O limite Cretáceo-Terciário no Brasil e no mundo: visão geral e fatores causais. *Boletim do 4º Simpósio sobre o Cretáceo no Brasil*, São Paulo, 9-13.
- Albertão, G. A. & Martins Jr., P. P., 1996. A possible tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Pernambuco, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, **104**:189-201.
- Albertão, G. A. & Martins Jr., P. P., 2002. Petrographic and geochemical studies em the Cretaceous-Tertiary boundary, Pernambuco-Paraíba Basin, Brazil. In Buffetaut, E., Koeberl, C. (eds). *Geological and biological effects of impact events*, Springer-Verlag, 167-196.
- 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. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M; Queiroz, E. T.; Campos, D. A.; Souza, C.R.G; Fernandes, A. C. S. (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Disponível em: < <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio102/sitio102pd>>. Acesso em: 09 mar. 2014.
- Albertão, G. A., Martins Jr., P. P. & Koutsoukos, E. A. M., 1994. O limite Cretáceo-Terciário na Bacia de Pernambuco/Paraíba; características que definem um marco estratigráfico relacionado com um evento catastrófico de proporções globais. *Acta Geológica Leopoldensia*, **17**(39/1): 203-219.
- Albertão, G. A., Regali, M. S. P., Koutsoukos, E. A. M. & Martins Jr., P. P., 1994a. O registro micropaleontológico, com base em foraminíferos e palinórfos, no limite Cretáceo-Terciário na Bacia Pernambuco/Paraíba, Nordeste do Brasil – inferências paleoambientais. *Acta Geológica Leopoldensia*, **17**(39/1): 131-145.
- Albertão, G. A., Koutsoukos, E. A. M., Regali, M. S. P., Attrep Jr., M. & Martins Jr., P. P., 1994b. The Cretaceous-Tertiary boundary in southern low-latitude regions: preliminary study in Pernambuco, Northeastern Brazil. *Terra Nova*, **6**: 366-375.
- Albertão, G. A., Grassi, A. A., Marini, F., Martins Jr. P. P. & de Ros, L. F., 2004. The K-T boundary in Brazilian marginal sedimentary basins and related spherules. *Geochemical Journal*, **38**: 121-128.

- Alegret, L.; Thomas, E.; Lohmann, K. C. 2012. End-Cretaceous marine mass extinction not caused by productivity collapse. *PNAS* **109**, 3: 728 –732.
- Alheiros, M. M. & Ferreira, M. G. V. X., 1993. Definição da Formação Beberibe na faixa Recife-João Pessoa. In: *Congresso de Geologia do Nordeste*, 15, Natal, *Boletim*: 51.
- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F. & Michel, H. V., 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, **208**: 1095-1108.
- Alvarez, W., Alvarez, L., Asaro, F. & Michel, H. V. 1982. Current status of the impact theory for the terminal Cretaceous extinction. In: Silver, L. T. & Schultz, P. H. (eds.) *Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on Earth*. Geological Society of America, *Special Paper*. **190**: 305-315.
- Alvarez, W., Kauffman, E. G., Surlyk, F., Alvarez, L., Asaro, F. & Michael, H. V. 1984. The impact theory of mass extinctions and the marine and vertebrate fossil record across the Cretaceous-Tertiary Boundary. *Science*. **223**: 1135-1141.
- Alvarez, W., Smit, J., Lowrie, W., Asaro, F., Margolis, S. V., Claeys, P., Kastner, M. & Hildebrand, A. R. 1992. proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A restudy of DSDP leg 77, sites 536 and 540. *Geology*. **20**: 697-700.
- Alves, C.F. 2003. Biocronoestratigrafia de um intervalo cretácico do Atlântico Sul através dos nanofósseis calcários (*DSDP:Leg 39; Sites:354, 355, 356, 357, 358*). Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro. 173p.
- Alves, C.F.; Wanderley, M.D. 2003. Utilização dos Nanofósseis Calcários na Indústria do Petróleo. In: *II Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás*, Rio de Janeiro. Anais do II. Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás.
- Alves, C. F. 2007. Cretáceo-Paleogeno da Bacia de Dahomey e Atlântico Sul Equatorial: Bioestratigrafia, Paleoecologia e Paleoceanografia dos Nanofósseis Calcários. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 348p.
- Andrade, G.C.C. 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, 126p.
- Andrade, G.C.C, Galm, P.C. & Lima Filho, M. F. 2010. Nanofósseis Calcários do Maastrichtiano Superior ao Daniano do Poço Poty, Bacia da Paraíba, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos*. **20**(2): 65-80.

- Angelozzi, G.N. 1987. Nanofósseis paleocenos del noreste de la Cuenca Neuquina, República Argentina. *Ameghiniana*, **24** :299-307.
- Anjos-Zerfass, G. S., Sousa, P. A., Chemale Jr., F. 2008. Biocronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: estado atual e aplicação na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*. **38** (2-suplemento):47-62.
- Antunes, R.L. 1984. Geohistória do Paleocanyon de fazenda Cedro, Bacia do Espírito Santo – Brasil, segundo dados biocronoestratigráficos. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBG, **1**: 670-684.
- Antunes, R. L. 1987. Bioestratigrafia dos Nanofósseis Calcários do Meso e Neocretáceo da porção Emersa da Bacia do Espírito Santo. Rio de Janeiro. *Boletim de Geociências*, **1**: 3-11.
- Antunes, R. L. 1990. Contribuição ao conhecimento geológico do paleocânion de Regência – Bacia do Espírito Santo, Brasil. Um estudo com base na bioestratigrafia dos nanofósseis calcários. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. Rio de Janeiro.
- Antunes, R.L.; Cunha, A. A. S. 1991. Considerações relativas à definição, caracterização e datação da biozona de nanofósseis *Helicosphaera recta*. *Boletim de Geociências Petrobras*, **5** (1-4): 109-114.
- Antunes, R. L. 1996. Biozonas de nanofósseis do Cretáceo da margem continental brasileira: problemas e possíveis soluções. Rio de Janeiro. *Boletim de Geociências Petrobras*. **10** (1-4): 19-41.
- Antunes, R. L., 1997. Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 115p.
- Antunes, R. L., 1998a. Nanofósseis calcários e sua bioestratigrafia no Cretáceo da margem continental brasileira - Bacias do Ceará e Potiguar. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, **1**: 193p.
- Antunes, R. L., 1998b. Nanofósseis calcários e sua bioestratigrafia no Cretáceo da margem continental brasileira - Bacias do Ceará e Potiguar. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, **2**: 111p.
- Antunes, R. L. 2007. Nanofósseis calcários do Quaternário da margem continental brasileira. Ciência técnica petróleo: Seção: exploração de Petróleo. Petrobras. Cenpes (Centro de Pesquisa).76p
- Antunes, R. L. & Melo, J. H. G. 2001. Micropaleontologia e Estratigrafia de sequências. IN: Severiano Ribeiro, H.J.P (org.). 2001. Estratigrafia de

- Sequências - Fundamentos e Aplicações, CAP. 7, pp. 137-218. São Leopoldo/RS, EDUNISINOS, 428p.
- Antunes R. L., Shimabukuro S., Oliveira L. C. V., Rosa A. L. Z., Costa S. O., Cunha A. A. S., Lima F. H. O. 2004. Em busca da bioestratigrafia de alta resolução - a performance do zoneamento de nanofósseis calcários da Petrobras. B. Geoc. Petrobras.**12**(2):421-427.
- Arduino, G. 1759. Geological Eras first proposed. In: Palaeoblog. Disponível em: <<http://palaeoblog.blogspot.com.br/2015/03/geological-eras-first-proposed-1759.html>> Acesso em: 15 de abril de 2015.
- Armstrong H.A.; Brasier M.D. 2005. *Microfossils*. Malden, Oxford, Carlton: Blackwell Publishing, 2.ed. p296.
- Asmus, H. E. & Carvalho, J. C. 1978. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do nordeste do Brasil (Sergipe/Alagoas e Pernambuco/Paraíba). In: Projeto REMAC, Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Série Projeto REMAC, 4 : 7-24. Rio de Janeiro
- Aubry, M.-P. 1984. Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton: Book 1. Ortholithae (Discoasters). New York: Micropaleontology Press, American Museum of Natural History, p.266.
- Aubry, M.-P. 1988. Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton: Book 2. Ortholithae (Holococcoliths, Ceratoliths, Ortholiths and Others). New York. Micropaleontology Press, American Museum of Natural History. p.300.
- Aubry, M.-P. 1989a. In: Crux, J.A. & van Heck, S.E. (eds.), Nannofossils and their applications: Phylogenetically based calcareous nannofossil taxonomy: implications for the interpretation of geological events. Ellis Horwood Limited. 21-40p.
- Aubry, M.-P. 1989b. Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton: Book 3. Ortholithae (pentaliths and others), Heliolithae (Fasciculiths, Sphenolithus and others), Ortholiths and Others). New York. Micropaleontology Press, American Museum of Natural History. p.279.
- Aubry, M.-P. 1990. Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton: Book 4. Heliolithae (Helicoliths, Criboliths, Lopadoliths and Others) New York. Micropaleontology Press, American Museum of Natural History. p.381.
- Aubry, M.-P. 1992. In: Prothero, D.R., Berggren, W.A. (Eds.), Eocene– Oligocene Climatic and Biotic Evolution: Late Paleogene nannoplankton evolution: a tale of climatic deterioration. Princeton Univ. Press, Princeton, NJ. 272–309p.
- Aubry, M.-P. 1996. Towards an Upper Paleocene-Lower Eocene high resolution stratigraphy based on calcareous nannofossil stratigraphy. *Israel Journal of Earth-Sciences*, **44**: 239-253.

- Aubry, M.-P. 1999. Late Paleocene-early Eocene sedimentary history in Western Cuba: implications for the LPTM and for regional tectonic history.. *Micropaleontology*, 45 (2): 5-18.
- Aubry, M.-P. 2001. Provincialism in the photic zone during the LPTM. *In*: Ash, A., Wing, S. (Eds.), *Climate and Biota of the Early Paleogene*, International Meeting, Powell, *Abstracts*, Washington, D.C., Smithsonian Institution. v.6.
- Backman, J. & Raffi, I. 1997. Calibration of Miocene nannofossil events to orbitally tuned cyclostratigraphies from Ceara Rise. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. **154**: 83-99.
- Backman, J.; Shackleton, N. J. 1983. Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific oceans. *Marine Micropaleontology*, **8**: 141-170.
- Beaufort, L.; Heussner, S. 2001. Seasonal dynamics of calcareous nanoplankton on a West European continental margin: The Bay of Biscay. *Mar Micropaleontol*, 43:27–55.
- Beaufort, L. et al. 2011. Sensitivity of coccolithophores to carbonate chemistry and ocean acidification. *Nature*, 476:80–83.
- Bengtson, P. 1983. The Cenomanian-Coniacian of the Sergipe Basin, Brazil. *Fossils and Strata*, Universitetsforlaget, Oslo. **12**: 1-78.
- Bengtson, P., Souza-Lima, W., Tröger, K. A., Koutsoukos, E. A. M. & Zucon, M. H. 1996. Campanian ammonites and inoceramids from the Sergipe Basin, Brazil. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, **7**: 421-423.
- Bernaola, G. & Monechi, S. 2007. Calcareous nannofossil extinction and survivorship across the Cretaceous–Paleogene boundary at Walvis Ridge (ODP Hole 1262C, South Atlantic Ocean). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **255**: 132-156.
- Beurlen, G. 1967. Ammonoidea do complexo Riachuelo-Maruí. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **16**(2): 79-106.
- Beurlen, G. 1969. A fauna do complexo Riachuelo/Maruí. I – Ammonoidea. *Boletim Técnico da Petrobras*, **11**(4) [para 1968]: 437-482.
- Beurlen, K. 1961a. Die Kreide im Küstenbereich von Sergipe bis Paraíba do Norte (Brasilien). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, [Jahrgang 1960], **112**(3): 378-384.
- Beurlen G., Freitas L. C. S, Uesugui N., Koutsoukos E. A. M. 1987. Paleoecologia do baixo de São Francisco I - Área de Brejo Grande-Carapitanga. Rio de Janeiro: Petrobras/Cenpes/Divex/Sebipe. (Relat. Interno, Cenpes 789).

- Beurlen, G.; Campos, D.; Viviers, M.C. 1994. Stratigraphic Range of cretaceous mega-and microfossils of Brazil. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro. p.408.
- Bijl, P. K.; Schouten, Stefan; Sluijs, A.; Gert-Jan Reichart; Zachos, J. C.; Brinkhuis, H. 2009. Early Palaeogene temperature evolution of the southwest Pacific Ocean. *Nature*, V461, october. 776-779.
- Bijl, P.K.; Pross, J.; Warnaar, J.; Stickley, C. E.; Huber, M.; Guerstein, R.; Houben, A.P.J.; Sluijs, A.; Visscher, H.; Brinkhuis, H. 2011. Environmental forcings of Paleogene Southern Ocean dinoflagellate biogeography. *Paleoceanography*, **26**:1-12.
- Birkelund, T. & Bromley, R. G. (eds.). 1979. Cretaceous Tertiary Boundary Events. I. The Maastrichtian and Danian of Denmark. University of Copenhagen. 210p.
- Black, M. 1964. Cretaceous and Tertiary coccoliths from Atlantic seamounts. *Palaeontology*, **7**: 306-316.
- Boucot, A.J.; Chen, X. & Scotese, C.R. 2013. Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate. SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology 11. 478pp.
- Boudreaux, J.E. & Hay, W.W. 1969. Calcareous nannoplankton and biostratigraphy of the late Pliocene-Pleistocene-Recent sediments in the Submarex cores. *Revista Española de Micropaleontología*, **1**(3): 249-292.
- Bown, P.R. 1987. Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic calcareous nannofossils. *Special Papers in Palaeontology*, **38**: 118 p.
- Bown, P.R.; Burnett, J.A.; Gallagher, L.T. 1992. Calcareous nannoplankton evolution. *In*: Proto-Decima, F., Monechi, S.; Rio, D. (eds.) Proceedings of the International Nannoplankton Association Conference, 1989, Firenze. 1-18.
- Bown, P. R., 1998. Bown. P. R. (ed). *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Cambridge, 316p.
- Bown, P.R. & Young, J.R. 1997. Mesozoic calcareous nannoplankton classification. *Journal of Nannoplankton Research*, **19**(1): 21-36
- Bown P. R.; Young J.R. 1998. *In* BOWN P.R. (ed.) Calcareous Nannofossil Biostratigraphy: Techniques British Micropaleontology Society Series. Chapman & Hall. 16-28p.
- Bown, P. R. 2005a. Paleogene calcareous nannofossils from the Kilwa and Lindi areas of coastal Tanzania: Tanzania Drilling Project *Sites* 1 to 10. *Journal of Nannoplankton Research*. **27**: 21-95.
- Bown, P.R. 2005b. Cenozoic calcareous nannofossil biostratigraphy, ODP *Leg* 198 *Site* 1208 (Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean). *In* Bralower, T.J.; Premoli.

- Bown, P.R., Dunkley-Jones, T. & Young, J.R. 2007. *Umbilicosphaera jordanii* Bown 2005 from the Paleogene of Tanzania: confirmation of generic assignment and a Paleocene origination for the family Calcidiscaceae. *Journal of Nannoplankton Research*, **29**(1): 25-30.
- Bown, P.R. 2010. Calcareous nannofossils from the Paleocene/Eocene Thermal Maximum interval of southern Tanzania (TDP Site 14). *J. Nannoplankton Res.* **31**(1):11-38.
- Bralower, T. J. & Mutterlose, J. 1995. Calcareous nannofossil biostratigraphy of site 865, Allison Guyot, Central Pacific Ocean: A tropical Paleogene reference section. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **43**: 31-74.
- Bralower, T.J.; Thomas, D.J.; Zachos, J.C.; Hirschmann, M.M.; Röhl, U.; Sigurdsson, H.; Thomas, E. & Whitney, D.L. 1997. High-resolution records of the late Paleocene thermal maximum and circum-Caribbean volcanism: Is there a causal link? *Geology*, **25**(11): 963-966.
- Bramlette, M.N.; Riedel, W.R. 1954. Stratigraphic value of Discoasters and some other microfossils related to Recent coccolithophores. *Journal of Paleontology*, **28**: 385-403.
- Bramlette, M.N. & Sullivan, F.R. 1961. Coccolithophorids and related nannoplankton of the Early Tertiary in California. *Micropaleontology*, **7**:129-188.
- Bramlette, M. N & Martini, E. 1964. The Great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. *Micropaleontology*.**10**:291-322.
- Bramlette, M. N & Riedel, W. R. 1954. Stratigraphic value of Discoasters and some other microfossils related to Recent coccolithophores. *Journal of Paleontology*. **28**:385-403.
- Bramlette, M. N. & Sullivan, F. R. 1961. Coccolithophorids and related nannoplankton of the Early Tertiary in California. *Micropaleontology*. **7**:129-174.
- Bramlette, M.N. & Wilcoxon, J.A. 1967. Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Cipero section, Trinidad, W.I. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, **5**: 93-131.
- Brand, L. E. 1994. Physiological ecology of marine coccolithophores. *In*: Winter, A. & Siesser, W. Coccolithophores. Cambridge: Cambridge University Press. 39-51p.
- Branner, J.C. 1913. The Cretaceous and Tertiary Geology of the Sergipe – Alagoas Basin of Brazil. Transactions of the American Philosophical Society. New series 16(3), 369 – 434p
- Brasier, M.D. 1980: *Microfossils*. George Allen & Unwin, London 234p.
- Brönnimann, P.& Stradner, H. 1960. Die foraminiferen und Discoasteridenzonen von

- Kuba und ihre interkontinentale Korrelation. *Erdöl Zeitschrift, Wien*, **76**(10):364-369.
- Bueno, G.V.; Zacharias, A.A.; Oreiro, S.G.; Cupertino, J.A.; F. U. H. Falkenheim, Martins Neto, M. A. 2007. Bacia de Pelotas. *In: B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 551-559, maio/nov. 2007.
- Bukry, D. 1971. Cenozoic calcareous nannofossils from the Pacific Ocean. *San Diego Society of Natural History Transactions*, **16**: 303-327.
- Bukry, D. 1973a. Phytoplankton stratigraphy, Central Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 17. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **17**: 871-889.
- Bukry, D. 1973b. Phytoplankton stratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 20, western Pacific Ocean. *Initial Reports of the Deep Drilling Project*, **20**: 307-317. Sea
- Bukry D. & Bramlette M. N. 1969. Coccolith age determinations LEG 3, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the DSDP*. **3**:589-611.
- Bukry, D. & Percival, S.F. 1971. New Tertiary calcareous nannofossils. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, **8**: 123-146
- Burnett, J. A., 1998. Upper cretaceous. *In: Bown. P. R. (ed.). Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Cambridge, 132-199.
- Bybell, L. M.; Self-Trail, J. M. 1994. Evolutionary, Biostratigraphic, and Taxonomic Study of Calcareous Nannofossils from a Continuous Paleocene-Eocene Boundary Section in new Jersey. U.S. Geological Survey professional paper 1554. Washington, USA. 38 plates. 36p
- Bybell, L. & Self-Trail, J. 1997. Late Paleocene and Early Eocene calcareous nannofossils from three boreholes in an onshore-offshore transect from New Jersey to the Atlantic continental rise. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, **150**: 91-110.
- Cainelli, C. 1992. Sequence stratigraphy, canyons, and gravity mass-flow deposits in the Piaçabuçu Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brasil. Ph.D. The Univeraity of Texas at Austin.
- Callow, R.H.T; Kneller, B.; Dykstra, M.; McIlroy, D. 2014. Physical, biological, geochemic al and sedimentologic al controls on the ichnology of submarine canyon and slope channel systems. *Marine and Petroleum Geology*, **54**: 144-166.
- Campos Neto, O. P., Souza Lima, W. & Cruz, F. E. G. 2007. Bacia de Sergipe Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras (Cartas Estratigráficas)*, **15**(2):405-415

- Cangussú, L. P.; Ferreira, J. V.; Silva, C. F. da. 2006. Turbiditos do Paleoceno Superior do Campo de Guaricema, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. *In: Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Aracaju, SE, p. 166.
- Carmo, D. A., Sanguinetti, Y. T., Coimbra, J. C. & Guimarães, E. M., 1999. Paleocologia dos ostracodes não-marinhos do Cretáceo Inferior da Bacia Potiguar, RN, Brasil. *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 5, São Pedro, *Boletim...*, UNESP: 383-391.
- Cavalier-Smith, T. 1986. The kingdom Chromista: origin and systematics. In *Progress in Phycological Research*. F. E. Round & D. J. Chapman. Biopress Ltd., Bristol. **4**: 309-347.
- Chang, H. K., Kowsmann, R. O. and Figueiredo, A. M. F. 1988. New concepts on the development of East Brazilian marginal basins, *Episodes*. **11**:194-202.
- Christensen, W. K. & Birkelund, T. (eds.) 1979. Cretaceous-Tertiary Boundary Events Symposium. II. Proceedings. University of Copenhagen. 250p.
- COMISSÃO ESPECIAL DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA/SBG 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*. **16**(4): 370-415
- Concheyro, A. 1995. *Nanofósiles calcáreos del Cretácico Superior y Paleógeno de Patagonia, Argentina*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires. Inédito, **1**: 1-133; **2**: 1-176.
- Concheyro, A. & Villa, G. 1996. Maestrichtian-Danian (K/P) calcareous nannofossils in the Liu Malal section. Northern Patagonia, Argentina. *Palaeopelagos*, **6**: 281-297.
- Cortez, I., *Emiliana huxleyi*. Direto ao Assunto. Disponível em : <<http://ehux.blogspot.com.br/2014/02/emiliana-huxleyi-e-um-cocolitoforideo.html>>. Acesso em: 28 fev. 2014.
- Costa, S.O. 1992. Caracterização morfoestrutural ao microscópio óptico dos nanofósseis calcários do intervalo Paleoceno/Eoceno médio da bacia do Espírito Santo. Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. Rio de Janeiro.
- Costa, S.O. 1994. Estudo morfoestrutural ao microscópio óptico dos nanofósseis de *Chiasmolithus* (Família Coccolithaceae) reconhecidos no intervalo Paleoceno/Eoceno Médio da Bacia do Espírito Santo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **66**(2):145-165.
- Costa, S. O.; Antunes, R. L. 1994. Revisão ao microscópio óptico da morfoestrutura dos nanolitos *Incertae sedis* da seção paleogênica (Paleoceno/Eoceno Médio) da Bacia do Espírito Santo.

- Cruz, L. R. 2008. Caracterização tectono-estratigráfica da sequência transicional na Sub-bacia de Sergipe. Tese de Doutorado. UFRN. 195p.
- Cunha, A. A. S. 1990. Bioestratigrafia dos nanofósseis calcários da Sub-bacia de Mundaú (Bacia do Ceará). Mestrado. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 151p.
- Cunha, A.A.S. 1991. Reconhecimento dos hiatos da seção terciária da sub-bacia de Mundaú (Bacia do Ceará): um estudo baseado em nanofósseis calcários. *Boletim de Geociências da Petrobras*. **5**(1-4):69-82.
- De Blasio, F. V. 2011. *Introduction to the physics of landslides – Lecture notes on the dynamics of mass wasting*. Springer, NY. 408p.
- De Kaenel, E. & Villa, G., (1996). Oligocene-Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology from the Iberian Abyssal Plain *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, **149**: 79-145.
- Deflandre, G. 1947. *Braarudosphaera* nov. gen., type d'une famille nouvelle de Coccolithophoridés actuels à éléments composites. *Comptes Rendus (Hebdomadaires des Séances) de l'Académie des Sciences, Paris*, **225**: 439-441.
- Deflandre, G. 1952. Classe des Coccolithophoridés. (Coccolithophoridae. Lohmann, 1902). In: Grassé, P.P. (Editor), *Traite de Zoologie*. Masson, Paris, pp. 439-470.
- Deflandre, G. 1959. Sur les nannofossiles calcaires et leur systématique. *Revue de Micropaleontologie*, **2**: 127-152
- Deflandre G. & Fert C. 1954. Observations sur les coccolithophorides actuels et fossiles en microscopie ordinaire et electronique. *Annales de Paléontologie* **40**: 115-176p.
- Desnoyers, J. 1829. Observations sur um ensamble de dépôts marins plus recentes que les terrains tertiaires du bassin de la Seine, et constituant une formation géologique distincte: précédées d'une aperçu de la non simultanité des bassins tertiaires. *Annales Sciences Naturelles*, **16**: 117-214, 402-491.
- Dias, J. L. 2005. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro. **13**(1): 7-25.
- Dickens, G.R.; Castillo, M. M. & Walker, J.C.G. 1997. A blast of gas in the latest Paleocene: simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic hydrate. *Geology*, **25**: 259-262.
- Dunkley Jones, T., Bown, P.R. & Pearson, P.N. 2009. Exception-ally well preserved upper Eocene to lower Oligocene calcareous nannofossils from the Pande Formation (Kilwa Group), Tanzania. *J. Systematic Palaeontology*, **7**: 359-411.

- Edwardsen B, Eikrem W, Green JC, Andersen RA, Yeo Moon-van der Staay S, Medlin LK (2000). Phylogenetic reconstructions of the Haptophyta inferred from 18S ribosomal DNA sequences and available morphological data. *Phycologia* **39**:19-35
- Erba, E.; Bottini, C.; Weissert, H.J.; Keller, C., E. 2010. Calcareous nannoplankton response to surface-water acidification around Oceanic Anoxic Event 1a. *Science*, 329:428–432.
- Ereshefsky, M. 2007. Foundational Issues Concerning Taxa and Taxon Names, *Systematic Biology*, **56**(2): 295 – 301
- Esmeray-Senlet, S.; Wright, J. D.; Olsson, R. K.; Miller, K., G.; Browning, J. V.; Quan, T. M. 2015. Evidence for reduced export productivity following the Cretaceous/Paleogene mass extinction. *Paleoceanography*, published online May 2015 (10.1002/2014PA002724).
- Falconi, C. M. O. 2006. Sedimentação mista carbonato-siliciclástico durante o Alboaptiano na porção emergida da Bacia Sergipe-Alagoas. Tese (Doutorado) – Universidade Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo. 169p.
- Farinacci, A. (ed.) 1971. Round table on Calcareous Nannoplankton, Roma, September 23-28, 1970. En: A. Farinacci (ed.) *Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma, 1970*. Edizioni Tecnoscienza, **2**: 1343-1369.
- Feijó, F. J. 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **8**(1): 149-161p.
- Ferreira, E. P. 2004. Palinoestratigrafia e Caracterização de paleambientes da seção Paleocênica-Eocênica da Bacia de Sergipe. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 68-69 p.
- Ferreira, E. P., Carvalho M. A. & Viviers, M. C. 2005. Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, **63**(3): 395-410.
- Flores, J. A., and Sierro, F. J., 1989. Calcareous nannoflora and planktonic foraminifera in the Tortonian-Messinian boundary interval of East Atlantic DSDP sites and their relation to Spanish and Moroccan sections. In Crux, J.A., and van Heck, S.E. (Eds.), *Nannofossils and Their Applications*: Chichester (Ellis Horwood), 249-266.
- Flores, J. A.; Sierro, F. J. & Raffi, I. 1995. Evolution of the calcareous nannofossil assemblage as a response to the paleoceanographic changes in the eastern equatorial Pacific Ocean from 4 to 2 Ma (LEG 138, SITES 849 AND 852)¹. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. **138**:163-176.
- Flores, J. A.; Sierro, F.J. 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology*, **43**(3): 321-324.

- Freire, A.F.M.; Milani, E.J., Bueno, G.V.; Leite, C.M.M. 2012. Correlação de eventos tectono-magmático-deposicionais das bacias sedimentares brasileiras. *Anais do 46º Congresso Brasileiro de Geologia* – Santos, SP.
- Freitas, L. C. S. 1984. Nanofósseis Calcários e sua distribuição (Aptiano-Mioceno) na Bacia Sergipe-Alagoas. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. 247p.
- Fritsch, FE., 1929. Evolutionary sequence and affinities among Protophyta. *Biol. Rev.*, 4:103-151.
- Galm, P. C. & Antunes, R. L., 2001. Os fósseis da Bacia de Sergipe-Alagoas. Disponível em: <http://www.phoenix.org.br/Phoenix33_Set01.htm>. Acesso em: Jun. 2014.
- Gartner, S. 1970. Coccolith age determinations Leg 3 Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 3: 613-627.
- Gartner, S. 1971. Calcareous nannofossils from the JOIDES Blake Plateau cores and revision of the Paleogene nannofossil zonation. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, 8: 101-121
- Geisen, M., Bollmann, J., Herrle, J. O., Mutterlose, J. & Young, J. R. 1999. Calibration of the random settling technique for calculation of absolute abundances of calcareous nannoplankton. *Micropaleontology*, 45(4): 437-442.
- Gibbs, S.J; Bown, P.R.; Sessa, J.A.; Bralower, T.J.; Wilson, P.A. 2006. Nannoplankton extinction and origination across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, 314:1770–1773.
- Golonka, J.; Ross, M.I. & Scotese, C.R. 1994. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. In: Embry, A.F.; Beauchamp, B. & Glass, D.J. (eds.), Pangea: global environments and resources. *Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir* 17: 1-48.
- Gomide, J. 1982. Bioestratigrafia do nanoplâncton calcário da Bacia de Campos. *Boletim Técnico da Petrobras*. 25(3):129-137.
- Gomide, J. 1989. Bacia de Pelotas – Biocronoestratigrafia baseada em nanofósseis calcários. In: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11, Anais, p. 338-351.
- Górka, H., (1957). Les Coccolithophoridés du Maestrichtien supérieur de Pologne. *Acta Palaeontologica Polonica*, 2: 239-284.
- Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; And Smith, A.G.; Agterberg, F.P.; Bleeker, W.; Cooper, R.A.; Davydov, V.; Gibbard, P.; Hinnov, L.A.; House, M.R.; Lourens, L.; Luterbacher, H.P.; Mcarthur, J.; Melchin, M.J.; Robb, L.J.; Shergold, J.; Villeneuve, M.; Wardlaw, B.R.; Ali, J.; Brinkhuis, H.; Hilgen, F.J.; Hooker, J.; Howarth, R.J.; Knoll, A.H.; Laskar, J.; Monechi, S.; Plumb, K.A.; Powell, J.; Raffi,

- I.; Röhl, U.; Sadler, P.; Sanfilippo, A.; Schmitz, B.; Shackleton, N.J.; Shields, G.A.; Strauss, H.; van Dam, J.; van Kolfschoten, T.; Veizer, J.; Wilson, D. 2004. A Geologic Time Scale. Cambridge University Press. 589p.
- Gran, H. H. & Braarud, T. 1935. A quantitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine (including observations on hydrography, chemistry and turbidity). *Journal of the Biological Board of Canadá*, **1**: 279-467.
- Guerra, R. M. & Tokutake, L. R. 2011. Evolução do conhecimento biocronoestratigráfico do Cretáceo nas bacias marginais brasileiras baseado em nanofósseis calcários. *Terrae Didactica*. **7**(1):41-48.
- Haeckel, E. 1894. *Systematische Phylogenie der Protisten und Pflanzen*. Reimer, Berlin.
- Hansen., T. A., Farrand, R. B., Montgomery, H. A., Billman, H. G. & Blechschmidt, G. 1987. Sedimentology and extinction patterns across the Cretaceous-Tertiary boundary interval in east Texas. *Cretaceous Research*. **8**:229-252.
- Hansen, T. A., Upshaw, Banks, III, Kauffman, E. G. & Gose, W. 1993. Patterns of molluscan extinction and recovery across the Cretaceous-Tertiary boundary in east Texas, report on new outcrops. *Cretaceous Research*. **14**: 685-706.
- Haq, B.U., (1966). Electron microscope studies on some upper Eocene calcareous nannoplankton from Syria. *Stockholm Contributions in Geology*, **15**: 23-37.
- Haq, B.U. 1971. Paleogene calcareous nannoflora. Parts I-IV. *Stockholm Contributions in Geology*, **25**: 1-158.
- Haq, B.U. & Aubry, M.-P. 1981. Early Cenozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy and palaeobiogeography of North Africa and the Middle East and trans-Tethyan correlations. In: Salem, M.J. and Busrewil, M.T. (Editors), *The geology of Libya*. Academic Press, London, pp. 271-304.
- Haq, B. U.; Lohmann, G. P. 1976. Early Cenozoic calcareous nannoplankton biogeography of the Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*. **1**(2):119-197.
- Haq, B.U. & A. Boersma, A. 1978. (eds) *Introduction to marine Micropaleontology*. Elsevier, New York, 276p.
- Haq, B. U, Perch-Nielsen, K. & Lohmann, G. P. 1977. Contribution to the Paleocene Calcareous Nannofossil Biogeography of the Central and Southwest Atlantic Ocean (Ceara Rise and São Paulo Plateau, DSDP, LEG 39). 841-848.
- Hallam, T. 2004. Catastrophes and lesser calamities "The causes of mass extinctions". University of Birmingham. Oxford University Press. 241p.
- Hay, W.W. 1977. Calcareous nannofossils. In: Ramsay, A.T.S. (Editor), *Oceanic Micropaleontology*. Academic Press, London, pp. 1055-1200.

- Hay, W. W. 1996. Tectonics and climate. *Geol. Rundsch*, **85**: 409-437.
- Hay, W. W. & Mohler, H. P. 1967. Calcareous nannoplankton from early Tertiary rocks at Pont Labau, France, and Paleocene-Eocene correlations. *Journal of Paleontology*, **41**: 1505-1541.
- Hay, W.W., Mohler, H.P. & Wade, M.E. 1966. Calcareous nanofossils from Nal'chik (northwest Caucasus). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **59**: 379-399.
- Hay, W. W.; Mohler, H. P.; Roth, P. H.; Schmidt, R. R.; Boudreaux, J. E. 1967. Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area and transoceanic correlation. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, **17**: 428-480.
- Hay, W. W. & Towe, K. M. 1962. *Microrhabdulus belgicus*, a new species of nanofossil. *Micropaleontology*, **9**: 95-96.
- Hessel, M. H. R. 1986. Alguns inoceramídeos (Bivalvia) radialmente ondulados do Turoniano inferior de Sergipe. *Departamento Nacional da Produção Mineral, Série Geologia*, **27**: 227-237.
- Hessel, M. H. R. 1988. Lower Turonian inoceramids from Sergipe, Brazil: systematics, stratigraphy and palaeocology. *Fossil and Strata*, Universitetsforlaget, Oslo, **22**: 1-49.
- Hessel, M. H. R. 2005. Conchas fósseis em Sergipe. *Revista do Instituto Histórico e Geográfico de Sergipe*. **1**(1): 15-30.
- Hildebrand, A. R., Penfield, G. T., Kring, D. A., Pilkington, M. Camargo, Z. A., Jacobsen, S. B. & Boynton, W. V. 1991. Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology*. **19**: 867-871.
- Hoffmann, N. 1970a. Coccolithineen aus des Weissen Schreiekreide (Unter - Maastricht) von Jasmund auf. Rügen *Geologie*, Jg., **19**: 846-879.
- Hoffmann, N. 1970b. Placozygus n. gen. (Coccolithineen) aus der Oberkreide des nordlichen Mitteleuropas. *Geologie*, **19**: 1004-1009
- Hönisch, B.; Ridgwell, A.; Schmidt, D. N.; Thomas, E.; Gibbs, S. J.; Sluijs, A.; Zeebe, R.; Kump, L.; Martindale, R. C.; Greene, S. E.; Kiessling, W. K.; Ries, J.; Zachos, J. C.; Royer, D. L.; Barker, S.; Marchitto Jr., T. M.; Moyer, M.; Pelejero, C.; Ziveri, P.; Foster, G. L.; Williams, B.; 2012. The Geological Record of Ocean Acidification. *Science*, **355**: 1058- 1063.
- Hörnes, M. 1853. Mitteilung an Prof. Bronn Gerichtet: Wien, 3. Okt. Neues Jahrb. Mineral. *Geol. Geogn. Petrefaktenkd*, p. 806-810.
- Houghton, S. D. Calcareous Nannofossils. 1991. In: RIDING R. (ed.). Calcareous Algae and Stromatolites. Berlin. Springer-Verlag. 571 p.

- Humphrey, F. L. & Allard, G. O. 1969. *Geologia da área do Domo de Itabaiana (Sergipe) e sua relação com a geologia do geossinclinal de Propriá – um element tectônico recém-conhecido no escudo brasileiro*. Petróleo Brasileiro S.A., Centro de Pesquisas e Desenvolvimento, Divisão de Documentação Técnica e Patentes. 157p.
- Hut, P., Alvarez, W., Elder, W. P., Hansen, T. A., Kauffman, E. G., Keller, G., Shoemaker, E. M. & Weissman, P. R. 1987. Comet showers as a possible cause of stepwise extinctions. *Nature*. 329: 118-126.
- Jafar, S.A. 1975. Calcareous nannoplankton from the Miocene of Rotti, Indonesia. *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen; Afdeling Natuurunde Verhandelingen*, **28**: 1-99.
- Jones, T. D.; Lunt, D. J.; Schmidt, D. N.; Ridgwell, A.; Sluijs, A.; Valdes, P. J.; Maslin, M. 2013. Climate model and proxy data constraints on ocean warming across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Earth-Science Reviews*, **125**: 123–145.
- Jordan, R.W. & Young, J.R., (1990). Proposed changes to the classification system of living Coccolithophorids. *International Nannoplankton Association Newsletter*, **12**(1): 15-18.
- Kamptner, E. 1927. Beitrag zur Kenntnis adriatischer Coccolithophoriden. *Archiv für Protistenkunde*, **58**: 173-184.
- Kamptner, E. 1963. Coccolithineen-Skelettreste aus Tiefseeablagerungen des Pazifischen Ozeans. *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, **66**: 139-204.
- Kauffman, E. G. 1988b. The dynamics of marine stepwise mass extinction. In: Lamolda, M. A, Kauffman, E. G. & Walliser, O. H., (eds.): *Paleontology and Evolution: Extinction Events*. *Revista Espanhola de Paleontologia*, numero Extraordinario. 57-71p.
- Kauffman, E. G. & Walliser, O. H. (eds.) 1990. *Extinction Events in Earth History*. Lecture Notes in Earth Sciences 30, Springer, Berlin Heidelberg New York. 432p.
- Keller, G. 1989a. Extended period of extinctions across the Cretaceous/Tertiary boundary in planktonic foraminifera of continental shelves sections: implications for impact and volcanism theories. *Geological Society of America Bulletin*. **101**:1408-1419.
- Keller, G. 1989b. Extended Cretaceous Tertiary boundary extinctions and delayed population change in planktonic foraminiferal faunas from Brazos River, Texas. *Paleoceanography*. **4**:287-332.
- Keller, G. 2005. Impacts, volcanism and mass extinction: random coincidence or cause and effect? *Australian Journal of Earth Sciences*, **52**: 725 – 757.

- Kennett, J.P. & Stott, L.D. 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature*, 353: 225-229.
- Koepnick, R. B., Burke, W.H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Nelson, H. F., Otto, J. B., Waite, L. E. 1985. Construction of the seawater [87] Sr/[86]Sr curve for the Cenozoic and Cretaceous: Supporting data. *Chemical Geology*. **58** (1-2): 55-81.
- Kosin, M., Angelim, L.A.A., Souza, J.D., Guimarães, J.T., Teixeira, L.R., Martins, A.A.M., Bento, R.V., Santos, R.A., Vasconcelos, A.M., Neves, J.P., Wanderley, A.A., Carvalho, L.M., Pereira, L.H.M., Gomes, I.P. 2004. Folha Aracaju SC.24. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M. Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A.de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-Rom.
- Koutsoukos, E. A. M. 1989. Mid- to late Cretaceous microbiostratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Sergipe Basin, northeastern Brazil. Tese de doutorado não publicada, Department of Geological Sciences, Polytechnic South West, Plymouth, 2 vol, 645p.
- Koutsoukos, E. A. M., Mello, M. R. and Azambuja Filho, N. C. de. 1991. Micropalaeontological and geochemical evidence of mid-Cretaceous dysoxic-anoxic palaeoenvironments in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. From Tyson, R. V. & Pearson, T. H. (eds), *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*, Geological Society Special Publication, **58**:427-447.
- Kravchinsky, V. A. 2012. Paleozoic large igneous provinces of Northern Eurasia: Correlation with mass extinction events. *Global and Planetary Change*, **86-87**: 31–36.
- Lamolda, M. A., Kauffman, E. G. & Walliser, O. H. (eds.) 1988. Palaeontology and Evolution: Extinction Events. *Revista Espanhola de Paleontologia*, numero extraordinario, 155p.
- Lana, M.C. 1985. Rifting na Bacia Sergipe-Alagoas, Brasil. Dissertacao de Mestrado, Departamento de Geologia, UFOP, Ouro Preto, 124p.
- Lana, M. C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectonosedimentar. In: Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J. (eds.), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras. Rio de Janeiro. 311-332p.
- Locker, S. 1967. Neue Coccolithophoriden (Flagellata) aus dem Alttertiär Norddeutschlands. *Geologie (Berlin)*, **16**: 361-364.
- Ma, Z.; Gray, E.; Thomas, E.; Murphy, B.; Zachos, J.; Paytan, A. 2014. Carbon sequestration during the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum by an efficient biological pump. *Nature Geoscience*, **7**: 382-388.

- Macauley, R. V. & Hubbard, S.M. 2013. Slope channel sedimentary processes and stratigraphic stacking, Cretaceous Tres Pasos Formation slope system, Chilean Patagonia. *Marine and Petroleum Geology* **41**: 146-162.
- Margulis, L. & Schwartz, K. V., 2001. Cinco Reinos: um guia ilustrativo dos filos da vida na Terra. Tradução Lena Geise. 3.ed. Rio de Janeiro. Guanabara. 497p.
- Martini, E. 1961a. Nannoplankton aus dem Tertiär und der obersten Kreide von SW-Frankreich. *Senckenbergiana Lethaea*, **42**: 1-32.
- Martini, E. 1970. Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, **226**, 560-561p.
- Martini, E., 1971. Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: A. Farinacci (ed.), *Proceedings II Planktonic Conference, Roma*, 1970, **2**: 739-85.
- Martini, E.; Bramlette, M.N. 1963. Calcareous nannoplankton from the experimental Mohole Drilling. *Journal of Paleontology*. **37**(4): 845-856.
- Mateo, P.; Keller, G.; Adatte, T; Spangenberg, T.E. 2015. Mass wasting and hiatuses during the cretaceous-tertiary transition in the north atlantic: relationship to the chicxulub impact?. *Paleogeography, paleocenography e paleoecology*, in press, Corrected proof, available online 4 february 2015. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018215000309>> Acesso em: junho de 2015.
- Matsuoka, H., & Okada, H., 1989. Quantitative analysis of Quaternary nannoplankton in subtropical northwestern Pacific Ocean. *Mar. Micropaleontol*, **14**:97-118.
- McHone, J. F. & Dietz, R. S. 1991. Multiple impact craters and astroblemes: Earth's Record. Geological Society of America, Annual Meeting, San Diego, CA, Abstract Volume. 183p.
- McLean, D.M. 1985. Deccan Traps mantle degassing in terminal Cretaceous marine extinctions. *Cretaceous Research*, **6**: 235-259.
- Mendes, J. M. C. 1994. Análise Estratigráfica da Seção Neo-Aptiana/Eocenomaniana (Fm. Riachuelo) na Área do Alto de Aracaju e Adjacências, Bacia de Sergipe-Alagoas. Dissertação de Mestrado, UFRGS, 166p.
- Mendonça, P. M. M; Spadini, A. R; Milani, E. J. 2004. Exploração na Petrobras: 50 anos de sucesso. *Bol. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, **12**(1): 9-58.
- Milani, E. J. & de Araújo, L. M. 2003. Recursos Minerais energéticos. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil CPRM*, Brasília, 2003.
- Milani, E. J.; Rangel, H. D.; Bueno, G.V.; Stica, J.M.; Winter, W.R.; Caixeta, J.M.; Pessoa Neto, O.C. 2007. Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas

- Estratigráficas: Introdução. *In*: B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, **15**(2):183-205.
- Mohriak, W. U., Mello, M. R., Basseto, M., Vieira, I. S. & Koutsoukos, E. A. M.. 2000. Architecture, Sedimentation, and Petroleum Systems in the Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil, in Mello, M. R. & Katz, B. J. (eds.), *Petroleum systems of South Atlantic margins. AAPG Memoir*, **73**: 273-300.
- Moraes Rego, L. F., 1933. Notas sobre a geologia, a geomorfologia e os recursos minerais de Sergipe. *An. Escola de Minas de Ouro Preto*. **24**: 31-84.
- Mulder, T.; Syvitski, J.P.M.; Migeon, S.; Faugères, JC; Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*. **20**: 861–882.
- Murphy, B. H., Farley, K. A. & Zachos, J. C. 2010. An extraterrestrial ³He-based timescale for Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM) from Walvis Ridge, IODP Site 1266. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **74**:5098-5108.
- Mutti, E.; Bernoulli, D.; Lucchi, F.R.; Tinterri, R. 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine ‘flysch’ to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, **56**: 267–318.
- Nichols, D. J., Fleming, R. F., & Frederiksen, N. O. 1990. Palynological evidence of effects of the terminal Cretaceous event on terrestrial floras in western North America. *In*: Kauffman, E. G. & Walliser, O. H. (eds.). *Extinction Events in Earth History. Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer. **30**:351-364.
- Noguti, I. & Santos, J.F. 1972. Zoneamento preliminar por foraminíferos planctônicos do Aptiano ao Mioceno na plataforma continental do Brasil. *Boletim técnico da Petrobras*. **15**(3):265-283.
- Norris, R.D. & Röhl, U. 1999. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. *Nature*. **401**: 775-778.
- N.A.C.S.N., North American Commission on stratigraphic Nomenclature. North American Stratigraphic Code, 2005: *AAPG Bulletin*. **67**(5): 841-875.
- Ojeda, H. A. O. & Fugita, A. M. 1976. Bacia Sergipe/Alagoas – Geologia Regional e Perspectivas Petrolíferas. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais*, **1**: 137-158.
- Ojeda, H. A. O. 1982. Structural Framework, Stratigraphy, and Evolution of Brazilian Marginal Basins. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. **66**(6): 732-749.
- Okada, H. & Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropaleontol.*, **5**(3): 321-5.

- Oliveira L. C. V. 1997. Arcabouço estratigráfico Albo-Maastrichtiano da Bacia de Campos: um estudo com base em nanofósseis calcários e suas correlações com marcos elétricos e a estratigrafia química. (Dissert. Mestrado). Rio Grande do Sul: Progr. Pós-Grad. Geoc., UFRGS. 180p.
- Oliveira L.C.V., Costa S. O. 1997. Proposal of new bio- stratigraphic units based on calcareous nannofossils for the Maastrichtian of the Santos Basin (Brazil). *An. Acad. brasil. Ciênc.*, **69**(1):37-58.
- Pälike, H. 2013. Impact and Extinction. *Science*, **339**, 6120: 655-656.
- Panera, J. P. P. 2010. Sistemática y Bioestratigrafía de los Nanofósiles Calcáreos del Cretácico del Sudeste de la Cuenca Austral, Santa Cruz, Argentina. Tesis de Doctor en Biología (Orientación Paleontología). Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Parrish, J.T.; Ziegler, A.M. & Scotese, C.R. 1982. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **40**: 67-101.
- Pavsic, J., (1977). Nannoplankton v zgornjekrednih in paleocenskih plasteh na Goriškem [Nannoplankton from the Upeer Cretaceous & Paleocene beds in the Gorica Region] *Geologija Razprave in Porocila*, **20**: 33-83.
- Pedrosa, F. A. 2013. Estudo bioestratigráfico com base em nanofósseis calcários do Cretáceo da Bacia de Sergipe, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal de Pernambuco.165p.
- Perch-Nielsen, K. 1969. Der Feinbau und die Klassifikation der Coccolithen aus dem Maastrichtien von Dänemark. *Det kongelige Danske Videnskabernes Selskab Biologiske Skrifter*, **16**: 1-93.
- Perch-Nielsen, K. 1971. Elektronenmikroskopische Untersuchungen an Coccolithen und verwandten Formen aus dem Eozän von Dänemark. *Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskab Biol. Skrifter*.**18**(3):1-76.
- Perch-Nielsen, K. 1972. Remarks on Late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from North Atlantic. Initial Report Deep Sea Drilling Project. **12**: 1003-1069.
- Perch-Nielsen, K. 1977. Albian to Pleistocene calcareous nannofossils from the Western South Atlantic, DSDP Leg 39. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **39**: 699-823.
- Perch-Nielsen, K. 1979a. Calcareous nannofossils in Cretaceous/Tertiary boundary sections in Denmark. En: W.K. Christensen y T. Birkelund (eds.) *Proceedings Cretaceous - Tertiary Boundary Events Symposium, Copenhagen*, **2**: 120-126.
- Perch-Nielsen, K. 1979b. Calcareous nannofossils from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. *Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A*, **6**: 223-272.

- Perch-Nielsen, K. 1981. New Maastrichtian and Paleocene calcareous nannofossils from Africa, Denmark, the USA and the Atlantic, and some lineages. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. **74** (3):831-863
- Perch-Nielsen, K., Petters, S. W. 1981. Cretaceous and Eocene microfossil ages from the southern Benue Trough, Nigeria. *Archives Sciences Compte Rendu Société Physique Histoire Naturelle*. **34**: 211-218.
- Perch-Nielsen, K., McKenzie, J. & He, Q. 1982. Biostratigraphy and isotope stratigraphy and the "catastrophic" extinction of calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. In: Silver, L. T. & Schultz, H. P. (eds.), *Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth. Geological Society of America Special Paper*. **190**:353-371.
- Perch-Nielsen, K. 1984. Validation of new combinations. *International Nannoplankton Association Newsletter*, **6**: 42-46.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, Hans M.; Saunders, John B.; Perch-Nielsen, Katharina (eds). *Plankton Stratigraphy*. Nova York. Cambridge University Press, 329-554.
- Perch-Nielsen, K. 1986a. Geologic events and the distribution of nannofossils – some speculations. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine, Pau*. **10**: 421-432.
- Pérez Panera, J.P.; Angelozzi, G.N. y Ronchi, D.I. 2006. Nanofósiles calcáreos y foraminíferos del intervalo Cretácico – Paleógeno del pozo Bahía Blanca III, cuenca del Colorado, Argentina. *Resúmenes del 9º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Córdoba, 2006*, p. 233.
- Poche, F. 1913. Das System der Protozoa. *Archiv für Protistenkunde*, **30**: 125-321.
- Ponte, F.C. & Asmus, H.E. 1976. The Brazilian Marginal Basins: Current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48**:215-239.
- Ponte, F.C., Asmus, H.E. 1978. Geological Framework of the Brazilian Continental Margin. *Geologische Rundschau*, **67**:201-235
- Pontes, C., Castro, F.C.C., Rodrigues, J.J.G., Alves, R.R.P, Castellani, R.T., Santos, S.F. & Monis, M. B. 1991. 2nd International Congress of the Brazilian Geophysical Society, SBGf, p 638-643.
- Posamentier, H.W & Walker, R.G. 2006. Deep-water turbidites and submarine fans. In: Posamentier, H.W & Walker, R.G (Eds.) *Facies Models Revisited*. 527 p.
- Proto Decima, F. 1974. Leg 27 Calcareous Nannoplankton. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **27**: 589-621.

- Proto Decima, F., Roth, P.H. & Todesco, L. 1975. Nannoplankton calcareo del Paleocene e dell'Eocene della Sezione di Possagno. *Schweiz Paläontol Abhandlungen*, **97**: 35-55.
- Quadros, L.P.; Gomide, 1972. J. Nanofósseis calcários na plataforma continental do Brasil. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro. **15**(4): 339-354.
- Quadros, J. P.; Camillo Jr., E. ; Costa, K. B. ; Toledo, F. A. L. 2005. Análise paleoambiental em estudos quantitativos de nanofósseis calcários: aplicação do diagrama triangular de coordenadas para o sudoeste do oceano atlântico. In: X ABEQUA - Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2005, Guarapari. Boletim de Resumos X Abequa, . p. 60.
- Raffi, I., Backman, J., Zachos, J. C., Sluijs, A. 2009. The response of calcareous nannofossils assemblages to the Paleocene Eocene Thermal Maximum at the Walvis Ridge in South Atlantic. *Marine Micropaleontology*. **70**: 201-212.
- Raven, H.P.; Evert, R.F.; Eichhorn, S.E. 1996. Biologia Vegetal. 5 ed. Rio de Janeiro, Ed. Guanabara Koogan.
- Raven, P. H.; Evert, R. F. & Eichhorn, S. E. 2007. Biologia Vegetal. 7ª ed. Ed. Editora Guanabara Koogan, Rio de Janeiro. 830pp.
- Rea, D. K.; Zachos, J.C.; Owen, R. M. & Gingerich, P. D. 1990. Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**: 117-128.
- Rebelo, M.; Hernández-Molina, F.J.; Rooij, D. V.; Wåhlin, A. 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future consideration. *Marine Geology* **352** (2014) 111–154.
- Regali, M.S.P.; Uesugui, N. & Santos, A.S. 1974a. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (I). *Boletim técnico da Petrobras*. **17**(3):177-191.
- Regali, M.S.P.; Uesugui, N. & Santos, A.S. 1974b. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (II). *Boletim técnico da Petrobras*. **17**(4):263-301.
- Renne, P. R.; Deino, A. L.; Hilgen, F. J.; Kuiper, K. F.; Mark, D. F.; Mitchell III, W. S.; Morgan, L. E.; Mundil, R.; Smit, J. 2013. Time Scales of Critical Events Around the Cretaceous-Paleogene Boundary. *Science*, **339**: 684-787.
- Richter, A. J.; Freitas, L. C. V.; Wanderley, M.D. 1987. Nanofósseis calcários: duas novas biozonas do Cretáceo médio da plataforma continental brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*. 1(2): 225-234p.
- Richter, A. J.; Gomide, J; Shimabukuro, S.; Antunes, R. L. 1993. Bioestratigrafia dos nanofósseis calcários cenozóicos da margem continental brasileira. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SEBIPE. Relatório Interno (não publicado).

- Ridgwell A. 2009. From laboratory manipulations to Earth system models: Scaling calcification impacts of ocean acidification. *Biogeosciences*, 6:2611–2623.
- Romein, A. J. T. 1979. Lineages in early Paleogene calcareous nannoplankton. *Utrecht Micropalaeontological Bulletins*, **22**: 1-231.
- Rood, A. P.; Hay, W. W. & Barnard, T. 1971. Electron Microscope Studies of Oxford Clay Coccoliths. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **64**: 245-272
- Röhl, U; Bralower, T.J.; Norris, R.D.; Wefer, G. 2000. New chronology for the late Paleocene thermal maximum and its environmental implications. *Geology*, **28** (10): 927-930.
- Roth P. H. 1973. Calcareous nanofossils - Leg 17, Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of the DSDP, **17**:695-795.
- Rothmaler, Werner. 1951. Die Abteilungen und Klassen der Pflanzen. *Feddes Rep Spec Nov Reg Veg* **3**: 256-266
- Ruefli, W.H. 1963. Surface-subsurface correlation Sergipe-Alagoas. Maceió, Petrobras/RPNE. Inédito.
- Sadek, A. & Teleb, F. 1973. Discoasters (Calcareous Nannoplankton) and biostratigraphy of the Eocene sediments in Egypt. *Revista Española de Micropaleontologia*, **5**: 307–328.
- Sadek, A. & Teleb, F. 1974. Eocene coccoliths from Egypt. *Revista Española de Micropaleontologia*, **6**: 7–24.
- Schaller, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim técnico da Petrobras*. **12**(1): 21-86.
- Schiller, J. 1930. Coccolithineae. En: L. Rabenhorst (ed.) *Kryptogamen-Flora von Deutschland. Österreich und der Schweiz*. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, **10**: 89-267.
- Schoene, B.; Samperton, K. M.; Eddy, M. P.; Keller, G.; Adatte, T.; Bowring, S. A.; Khadri, S. F. R.; Gertsch, B. 2015. U-Pb geochronology of the Deccan Traps and relation to the end-Cretaceous mass extinction. *Science* **347**, 6218: 182-184.
- Schweitzer, C. E. 2001. Paleobiogeography of Cretaceous and Tertiary Decapod Crustaceans of the North Pacific Ocean. *J. Paleont.*, **75**(4):808–826.
- Schwartz, E. H. L. 1894. Coccoliths. *Annals and Magazine of Natural History*, **6/14**: 341-346.
- Secord, R., Gingerich, P. D., Lohmann, K. G. 2010. Continental warming preceding the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Nature*. 467: 955-958.

- Self-Trail, J. 2011. Paleogene Calcareous Nannofossils of the South Dover Bridge core, Southern Maryland (USA). *Journal of Nannoplankton Research*, **32**(1): 1-28
- Shafik, S.; Watkins, D. K.; Shin, I. C. 1998. Calcareous Nannofossil Paleogene Biostratigraphy, Côte D'Ivoire-Ghana Marginal Ridge, Eastern Equatorial Atlantic. In: MASCLE, J.; LOHMANN, G.P.; MOULLADE, M. (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v.159.
- Shamrai, I.A. 1963. Nekotorye formy verkhnemelovykh i paleogenovykh kokkolitov i diskoasterov na yuge russkol platformy [Certain forms of Upper Cretaceous and Paleogene coccoliths and discoasters from the southern Russian Platform]. . *Izv. Vyssh. Ucheb. Zaved. Geol. i Razv.*, **6**(4): 27-40.
- Sharpton, V. L. & Ward, P. D. (eds.) 1990. Global Catastrophes in Earth History. *Geological Society of America*, Special Paper 247, 631p.
- Silver, L. T. & Schultz, P. H. (eds.). 1982. Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth. *Geological Society of America*, Special Paper, 190. 528p.
- Silva, F., M. A., Santana, A. C. and Bonfim, L. F. C. 1978. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Estância: suas correlações. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife. **2**:685-699.
- Silva, I.; Malone, M.J. (Eds.), Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results. **198**:1-44.
- Sissingh, W. 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie Mijnbouw*, Amsterdam, **56**(1): 37-65.
- Souza-Lima, W. 1997. Macrofaunas campanianas e ambientes deposicionais da Formação Calumbi, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 15, São Pedro. Sociedade Brasileira de Paleontologia, *Boletim de Resumos*. 152p.
- Souza-Lima, W. 2001. Macrofaunas campanianas e ambientes deposicionais da Formação Calumbi, bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia. *Tese de doutorado não publicada*, xxxii + 366 pp. Rio de Janeiro.
- Souza-Lima, W.; Andrade, E.J.; Bengtson, P.; Galm, P.C 2002. A bacia de Sergipe-Alagoas – Evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. *Fundação Paleontológica Phoenix*, Edição especial 1. 34p.
- Souza-Lima, W. & Bengtson, P. 1999b. Evidence for cold-water currents and upwelling in the late Campanian of the Sergipe Basin, Brazil. In: D. A Campos, A. W. A. Kellner, R. Iannuzzi & N. Sierra-Ramírez (eds): Congresso Brasileiro de Paleontologia, 16, Crato, Ceará, *Boletim de Resumos*. 112-113p.

- Souza-Lima, W. & Pinho, G. de C. 1997. Petrographic characterization of the syn-rift volcanics from the Cabo Province, Northeastern Brazil, and its relationships to the surrounding deposits. IGCP Project 381 – South Atlantic Mesozoic Correlations, *SAMC News*, **7**: 18-20.
- Souza-Lima, W.; Galm, P. C. & Santos, P. R. S. 2001. Cronoestratigrafia e correlação geológica da seção aflorante da formação Calumbi, Bacia de Sergipe-Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **2**: 156-157p.
- Souza-Lima, W., Andrade, E. J., Bengtson, P. & Galm, P. C. 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. *Fundação Paleontológica Phoenix*, Aracaju, 34p.
- Souza-Lima, W.; Borba, C.; Bezerra, C. P. V.; Cangussu, L. P.; Costa, M. N. C.; Cruz, M. A. R.; Galm, P. C.; Rancan, C. C.; Ribas, N.; Santos, M. R. F. M.; Silva, B. O. 2011. Formação Karapotó - uma nova unidade estratigráfica de provável idade siluro-devoniana na bacia de Sergipe-Alagoas. In: XXIV Simposio de Geologia do Nordeste, 2011, Aracaju. *Atas do XXIV Simposio de Geologia do Nordeste*, 2011. p. 284-284.
- Souza-Lima, W.; Rancan, C. C.; Borba, Cláudio; Cangussu, L. P.; Santos, M. R. M.; Costa, M. N. C.; Ribas, N.; Galm, P. C. 2012. Contexto tectono-sedimentar da Formação Karapotó, provável siluro-devoniano da Bacia de Sergipe-Alagoas. In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos. *Anais do 47º Congresso Brasileiro de Geologia*, 2012.
- Stenseth, N.C., Maynard Smith, J., 1984. Coevolution in ecosystems: Red Queen evolution or stasis? *Evolution* **38**: 870–880.
- Steurbaut, E. & Sztrákos, K. 2008. Danian/Selandian boundary criteria and North Sea Basin–Tethys correlations based on calcareous nanofossil and foraminiferal trends in SW France. *Marine Micropaleontology*, **67**: 1-29.
- Stradner, H., (1959). Die fossilen Discoasteriden Österreichs. II. *Erdöl-Zeitschrift*, **75**(472-488).
- Stradner, H. 1961. Vorkommen von Nanofossilien im Mesozoikum und Altteriär. *Erdoöl-Zeitschrift fuer Bohr-und Foerdertechnik*, **77**: 77-88.
- Stradner, H. 1962. Über neue und wenig bekannte Nanofossilien aus Kreide und Alttertiär. *Sonderabdruck aus den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **2**: 363-377.
- Stradner H. 1963. New contributions to Meso- zoic stratigraphy by means of nanofossils. In: World Petroleum Congress, 6. Proc... Section 1, Paper **4**: 167-183.
- Stradner, H. 1969. The nanofossil of the Eocene Flysch in the Hagembach Valley (Northern Vienna woods), Austria. *Anneles de la Société Géologique de la Pologne*, **39**: 403-432.

- Suguio, K. & Sallun, A.E.M. 2008. Terciário e Quaternário: “quo vadis”? In: Silva, M. G. & Franca-Rocha, W. J. S (org.). *Coletânea de trabalhos completos do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*. CD-Room.
- Sujkowski, Z. 1931. Étude pétrographique de Crétacé de Pologne. *Sprawozdanie Polski Inst Geol*, **6**: 485-628.
- Sullivan, F.R. 1964. Lower Tertiary nannoplankton from the California Coast Ranges. I. Paleocene. *University of California Publications in Geological Sciences*, **44**: 163-227.
- Sullivan, F.R. 1965. Lower Tertiary nannoplankton from the California Coast Ranges. II. Eocene. *University of California Publications in Geological Sciences*, **53**: 1-74.
- Tan, S.H., (1927). Discoasteridae incertae sedis. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Sect Sci*, **30**: 411-419.
- Tangen, K., Brand, L.E., Blackwelder, P.L. & Guillard, R.R.L., (1982). *Thoracosphaera heimii* (Lohmann) Kamptner is a dinophyte: Observations on its morphology and life cycle. *Marine Micropaleontology*, **7**: 193-212.
- Thierstein, H. R. 1980. Selective Dissolution of Late Cretaceous and Earliest Tertiary Calcareous Nannofossils Experimental Evidence. *Cretaceous Research* **2**: 165-176.
- Thierstein, H. R., Young, J.R. 2004. Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact, London: Springer-Verlag Berlin and Heidelberg GmbH & Co. K. p.565.
- Thomas, E; Zachos, J. C. 2000. Was the late Paleocene thermal maximum a unique event? Volume 122, Issue 1, pp. 169-170
- Thomas, F. J.; Zachos, J.C.; Bralower, T. J.; Thomas, E; Bohaty, S. 2002. Warming the fuel for the fire: Evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Geology*, **30**(12):1067-1070.
- Tobin, T. S.; Ward, P. D.; Steig, E. J.; Olivero, E. B.; Hilburn, H. I.; Mitchell, R. N.; Diamond, M. R.; Raub, T. D.; Kirschvink, J. L. 2012. Extinction patterns, $\delta^{18}\text{O}$ trends, and magnetostratigraphy from a southern high-latitude Cretaceous–Paleogene section: Links with Deccan volcanism. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 350 – 352: 180–188
- Troelsen, J. C.; Quadros, L. P. 1971. Distribuição bioestratigráfica dos nanofósseis em sedimentos marinhos (Aptiano-Mioceno) do Brasil. Rio de Janeiro. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **43**: 577-609
- Tyrrell, T.; Merico, A.; McKay, D. I. A. 2014. Severity of ocean acidification following the end-Cretaceous asteroid impact. *PNAS* **112**, 21: 6556–6561.

- Van der Ven, P.H.; Cainelli, C. & Fernandes, G.J.F. 1989. Bacia de Sergipe-Alagoas: geologia e exploração. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 3(4): 307-319.
- Van den Bold, W.A. 1970. *Contribution to the study of Ostracoda, with special reference to the Tertiary and Cretaceous microfauna of the Caribbean region*. Antiquariaat Jung, Lochen, 175p.
- Van Heck, S. E. & Prins, B. 1987. A refined nannoplankton zonation for the Danian of the central North Sea. *Geologisches Bundesanstalt Wien, Abhandlungen*. **39**:285-303.
- Van Valen, L., 1973. A new evolutionary law. *Evol. Theory* 1, 1–30.
- Varol, O. 1989a. Paleocene calcareous nannofossil biostratigraphy. In: CRUX, J.A.; van Heck, S.E. Nannofossils and their applications: Proceedings of the international nannoplankton association conference, London. London, Ellis Horwood, p.356p
- Varol, O. Paleogene. In: BOWN, P.R. 1998. *Calcareous Nannofossils Biostratigraphy*. British Micropaleontological Society Publications Series. Chapman & Hall. UK. 201-224p.
- Varol, O. 1999. Palaeogene. En: P.R. Bown (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropaleontology Society Publications Series. 2nd edition. Kluwer Academic Publishers. pp. 225-265.
- Varol, O. & Girgis, M., (1994). New taxa and taxonomy of some Jurassic to Cretaceous calcareous nannofossils. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **192**: 221-253
- Veizer J., Buhl D., Diener A., Ebner S., Podlaha, O. G., Bruckshen P., Jasper T., Korte C., Schaaf M., Ala D., Azmy K. 1997. Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132: 65-77.
- Vellekoop, J.; Sluijs, A.; Smit, J.; Schouten, S.; Weijers, J. W. H.; Damsté, J. S. S.; Brinkhuis, H. 2014. Rapid short-term cooling following the Chicxulub impact at the Cretaceous – Paleogene boundary. *PNAS* 111, **21**: 7537–7541.
- Viana, M. S. S., Lima F^o, M. & Mabesoone, J.M. 1999. História das bacias sedimentares na província Borborema (nordeste do Brasil) durante o Neomesozóico superior antes da separação final da América do Sul da África. 2. Assembléias fossilíferas e seu significado. *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 5, Serra Negra, *Boletim...*: 179-183.
- Viviers, M.C. 1982. Biocronoestratigrafia da Bacia do Ceará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, Salvador, *Anais...*, **5**: 2433-2449.

- Viviers, M.C., Koutsoukos, E.A.M., Telles Jr, A.C.S. & Bengtson, P. Stratigraphy and biogeographic affinities of the late Aptian-Campanian ostracods of the Potiguar and Sergipe Basins in northeastern Brazil. *Cretaceous Research*, Oslo, **21**: 407-455.
- Wallich, G.C. 1877. Observations on the coccosphere. *Annals and Magazine of Natural History, Series 4*, **19**: 342-350.
- Walliser, O. H. 1995. Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic: results of international interdisciplinary cooperation in the IGCP Project 216 "Global Biological Events in Earth History". Springer. 333p.
- Wanderley, M. D. 2004. Nanofósseis Calcários. *In*: Ismar de Souza Carvalho. (Org.). Paleontologia. 2 ed. Rio de Janeiro: Interciência, 122-130.
- Wanderley, M. D. 2011. Nanofósseis Calcários. *In*: Ismar de Souza Carvalho. (Org.). Paleontologia. 3 ed. Rio de Janeiro: Interciência, 71-88.
- Ward, P., Kennedy, W. J., MacLeod, K.G & Mount, J. 1991. End Cretaceous molluscan extinction patterns in Bay of Biscay K/T boundary sections: Two different patterns. *Geology*. **19**:1181-1184.
- Wei, W, 1988. Anew technique for preparing quantitative nannofossil slides. */ Paleontol.*, **62**: 472-473.
- Wei, W.; Wise, S. W. 1990. Biogeographic gradients of middle Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**: 29-61.
- Wei, W.; Wise, S. W.1992. Latitudinal Biogeographic gradients of Late Paleogene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean. *Memorie di Scienze Geologiche*,**18**:195-217.
- Wei, W; Pospichal, JJ. 1991. Danian calcareous nannofossil succession at Site 738 in the Southern Indian Ocean. *In: Barron, J; Larsen, B; et al. (eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, **119**: 495-512.
- Wieczorek, R.; Fantle, M. S.; Kump, L. R.; Ravizza, G. 2013. Geochemical evidence for volcanic activity prior to and enhanced terrestrial weathering during the Paleocene Eocene Thermal Maximum. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **119**: 391-410.
- Williams, C. A. 1986. An oceanwide view of Palaeogene plate tectonic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **57**: 3-25.
- Wise, S. W. & Wind, F. H. 1977. Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 36 drilling on the Falkland Plateau, south-west Atlantic sector of the Southern Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **36**: 269-491.

- Young, J.R. 1998. Neogene. In: Bown, P.R. (Editor), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman & Hall, London, pp. 225-265.
- Young, J. R.; Bown, P. R. 1997. Cenozoic calcareous nannoplankton classification. - Proposals for a revised classification system for calcareous nannoplankton. *Journal of Nannoplankton Research*. **19**(1)15- 47.
- Young, J. R.; Bergen, J. A.; Bown, P. R.; Burnett J. A.; Fiorentino A.; Jordan R. W.; Kleijne A.; Niel, B. E. Van; Romein, A. J. T.; Salis, K. von. 1997. Guidelines for coccolith and calcareous nannofossil terminology. *Palaeontology*. **40**:4:875-912. Versão online disponível em: http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/terminology/.
- Zachos, J.C.; Lohmann, K.C.; Walker, J.C.G. & Wise, S.W. 1993. Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: a marine perspective. *The Journal of Geology*, **101**: 191-213.
- Zachos, J. C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K., 2001, Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science*, **292**: 686.
- Zachos, J.C.; Röhl, U.; Schellenberg, S.A.; Sluijs, A.; Hodell, D.A.; Kelly, D.C.; Thomas, E. Nicolo, M.; Raffi, I.; Lourens, L.J.; McCarren, H.; Kroon, D. 2005. Rapid Acidification of the Ocean During the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, **308** (5728): 1611-1615.
- Zavala, C.; Arcuri, M.; Di Meglio, M., Gamero Diaz, H.; Contreras, C. 2011a. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits, *In*: Slatt, R.M. and Zavala, C. eds., *Sediment transfer from shelf to deep water — Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology*, **61**:31 – 51.
- Zavala, C. J.; Marcano, Carvajal, J.; Delgado, M. 2011b. Genetic indices in hyperpycnal systems: A case study in the late Oligocene – early Miocene Merecure Formation, Maturin Subbasin, Venezuela. *In*: Slatt, R.M. and Zavala, C. eds., *Sediment transfer from shelf to deep water — Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology* **61**: 53 – 73.
- Zavala, C.; Arcuri, M.; Valiente, L.B. 2012. The importance of plant remains as diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnite. *Revue de Paléobiologie*, Vol. spéc., **11**: 457-469.

ESTAMPAS

ESTAMPA 1

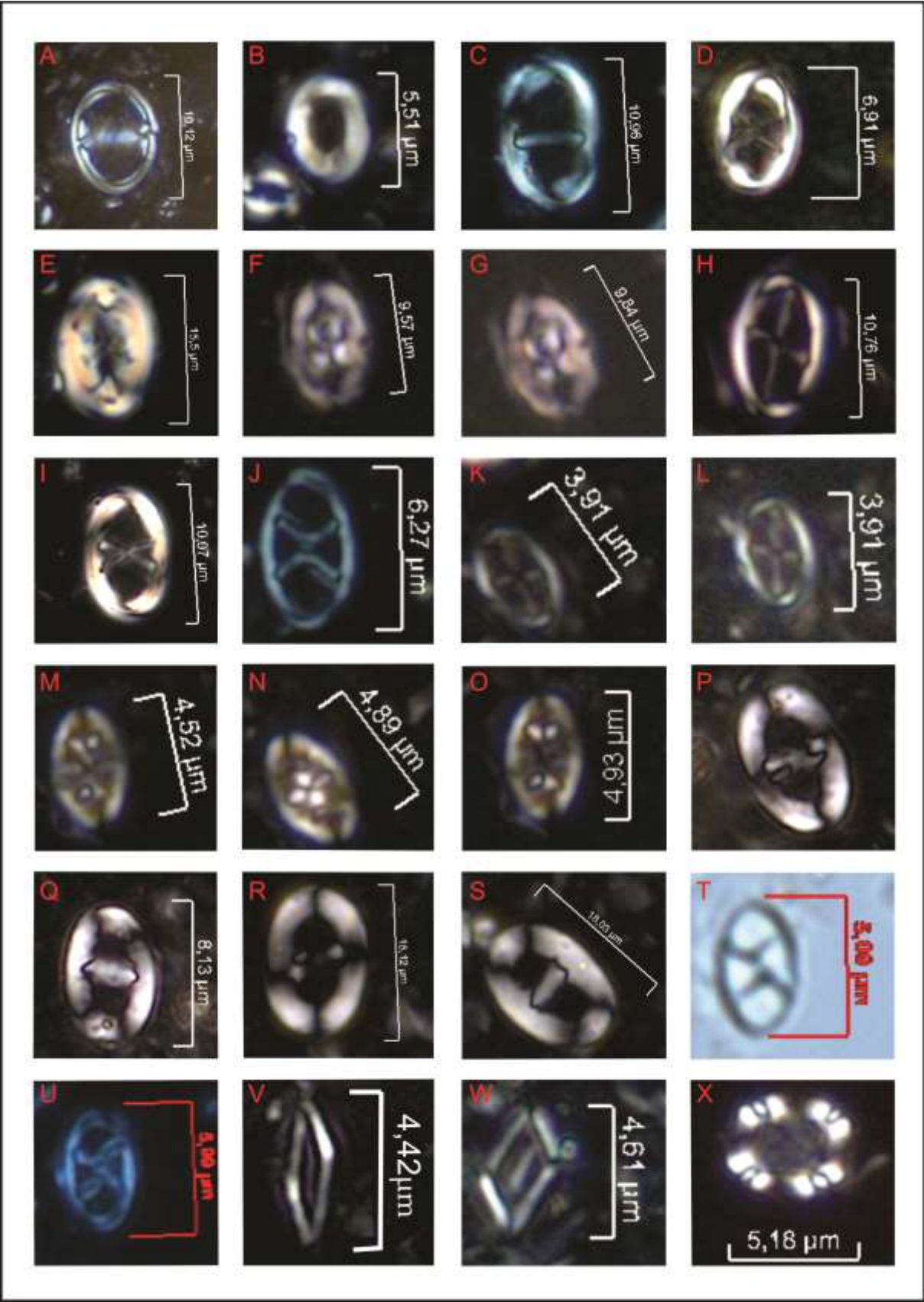


Fig. A - *Placozygus sigmoides*, poço GCM2, prof. 1125m.

Fig. B - *Neocrepidolithus grandiculus*, poço GCM2, prof. 1200m.

Fig. C - *Lophodolithus nascens*, poço GCM2, prof. 780m.

Fig. D - *Neochiastozygus chiastus*, poço GCM2, prof. 825m.

Fig. E - *Neochiastozygus distentus*, poço GCM3, prof. 990m.

Figs. F e G - *Neochiastozygus eosapes*, poço GCM3, prof. 1290m.

Fig. H - *Neochiastozygus imbriei*, poço GCM2, prof. 1075m.

Fig. I - *Neochiastozygus junctus*, poço GCM2, prof. 1035m.

Fig. J - *Neochiastozygus perfectus*, poço GCM2, prof. 780m.

Figs. K e L - *Neochiastozygus primitivus*, poço GCM2, prof. 1425m.

Figs. M, N e O - *Neochiastozygus* sp.1, poço GCM2, prof. 795m.

Figs. P e Q - *Zygodiscus herlynii* Sullivan, poço GCM2, prof. 810m.

Figs. R e S - *Zygodiscus plectopons*, poço GCM2, prof. 825m.

Figs. T e U - *Neococcolithes protenus*, poço GCM2, prof. 810m.

Fig. V - *Scapholithus fossilis*, poço GCM2, 780m.

Fig. W - *Scapholithus rhombiformis*, poço GCM2, 825m.

Fig. X - *Futyania attewellii*, poço GCM2, 1215m.

ESTAMPA 2

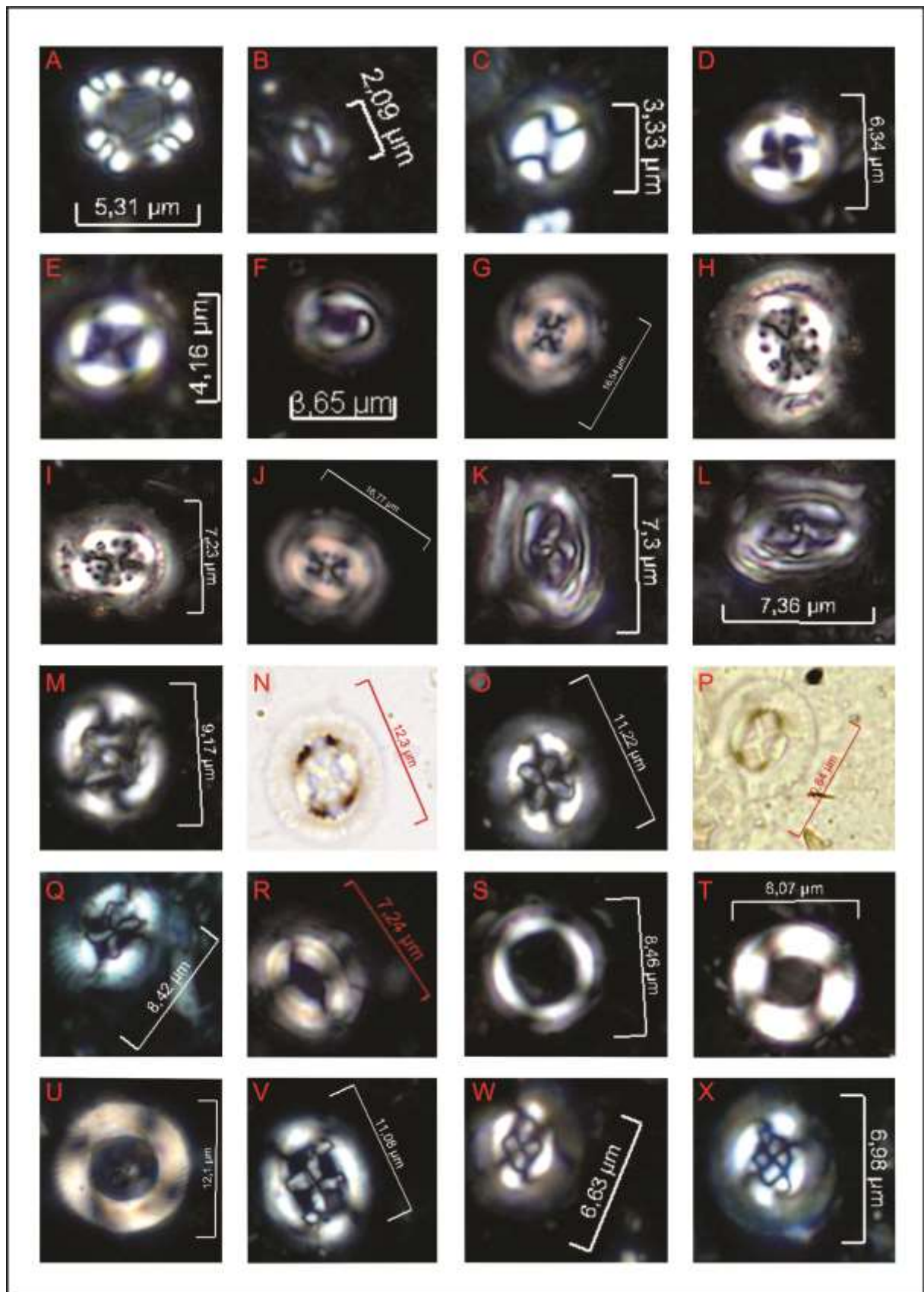


Fig. A - *Futyania attewellii*, poço GCM2, prof. 1215m.

Fig. B - *Neobiscutum parvulum*, poço GCM2, prof. 1305m.

Fig. C - *Prinsius martini*, poço GCM2, prof. 1125m.

Fig. D - *Toweius eminens*, poço GCM2, prof. 1035m.

Fig. E - *Toweius pertusus*, poço GCM1, prof. 792m.

Fig. F - *Toweius selandianus*, poço GCM2, prof. 780m.

Figs. G, H, I e J - *Toweius serotinus*, poço GCM2, prof. 810m.

Figs. K e L - *Campylosphaera eodela*, poço GCM2, prof. 810m.

Fig. M - *Chiasmolithus bidens*, poço GCM2, prof. 1035m.

Figs. N e O - *Chiasmolithus californicus*, poço GCM2, prof. 1095m.

Figs. P e Q - *Chiasmolithus consuetus*, poço GCM2, prof. 810m.

Fig. R - *Coccolithus pelagicus*, poço GCM2, prof. 795m.

Fig. S - *Coronocyclus bramlettei*, poço GCM2, prof. 870m.

Fig. T - *Ericsonia subpertusa*, poço GCM2, prof. 870m.

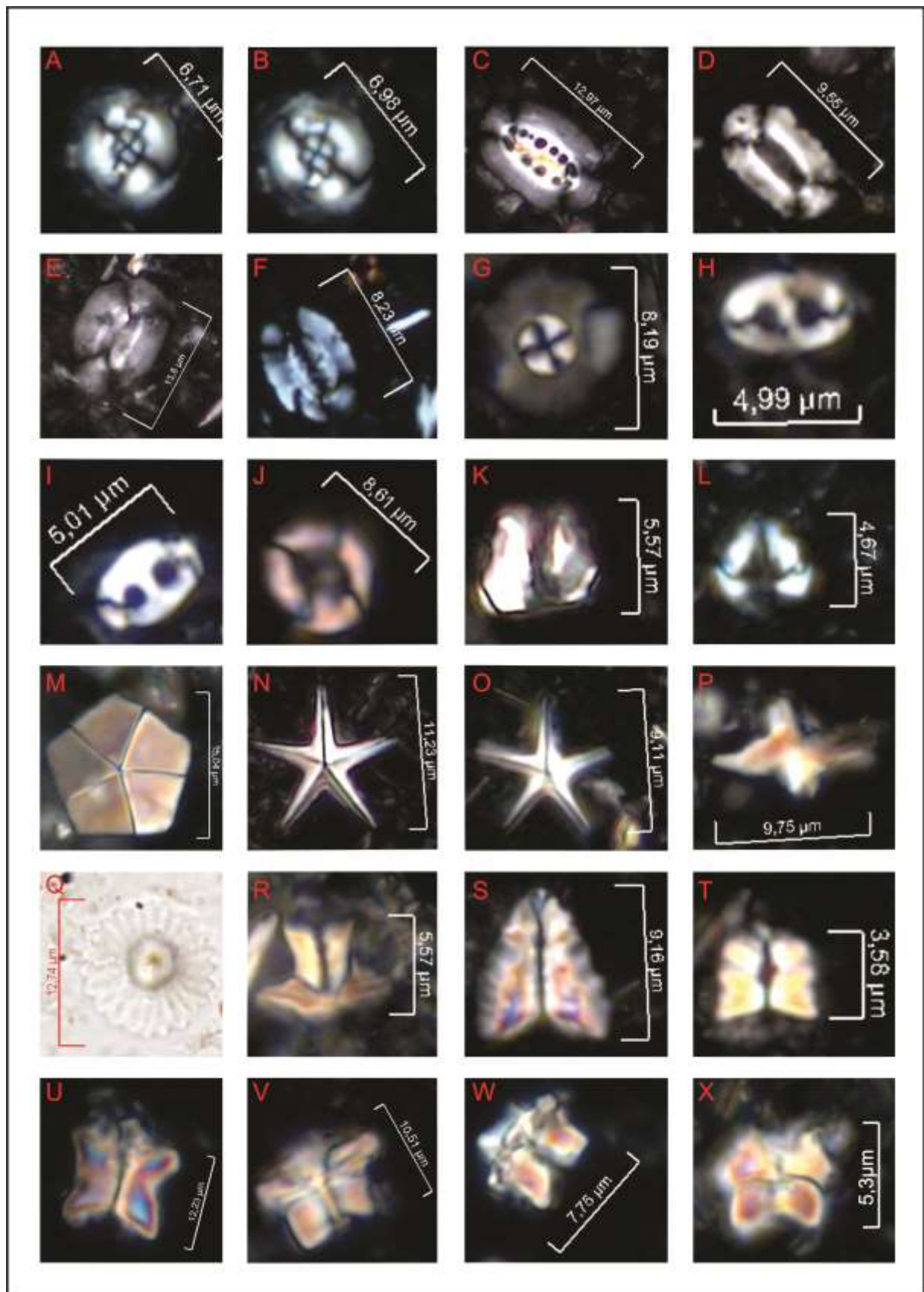
Fig. U - *Ericsonia universa*, poço GCM1, prof. 846m.

Fig. V - *Crucioplacolithus frequens*, poço GCM2, prof. 870m.

Fig. W - *Crucioplacolithus primus*, poço GCM2, prof. 1365m.

Fig. X - *Crucioplacolithus tenuis*, poço GCM2, prof. 1170m.

ESTAMPA 3



Figs. A e B - *Cruciplacolithus tenuis*, poço GCM2, prof. 1170m

Fig. C - *Ellipsolithus distichus*, poço GCM2, prof. 810m.

Fig. D - *Ellipsolithus gomidei*, poço GCM2, prof. 1275m.

Fig. E - *Ellipsolithus macellus*, poço GCM2, prof. 810m.

Fig. F - *Ellipsolithus* sp.1, poço GCM2, prof. 1095m.

Fig. G - *Markalius inversus*, poço GCM1, prof. 1026m.

Figs. H e I - *Lanternithus duocavus*, poço GCM1, prof. 1014m.

Fig. J - *Lanternithus* sp.1, poço GCM4, prof. 1020m.

Fig. K - *Semihololithus kerabyi*, poço GCM2, prof. 795m.

Fig. L - *Semihololithus tentorium*, poço GCM2, prof. 1005m.

Fig. M - *Braarudosphaera bigelowii*, poço GCM2, prof. 1425m.

Fig. N - *Micrantholithus aequalis*, poço GCM2, prof. 810m.

Fig. O - *Micrantholithus ianequalis*, poço GCM2, prof. 975m.

Figs. P e Q - *Discoaster diastypus*, poço GCM1, prof. 786m.

Fig. R - *Discoaster megastypus*, poço GCM3, prof. 1075m.

Fig. S - *Fasciculithus alanii*, poço GCM2, prof. 870m.

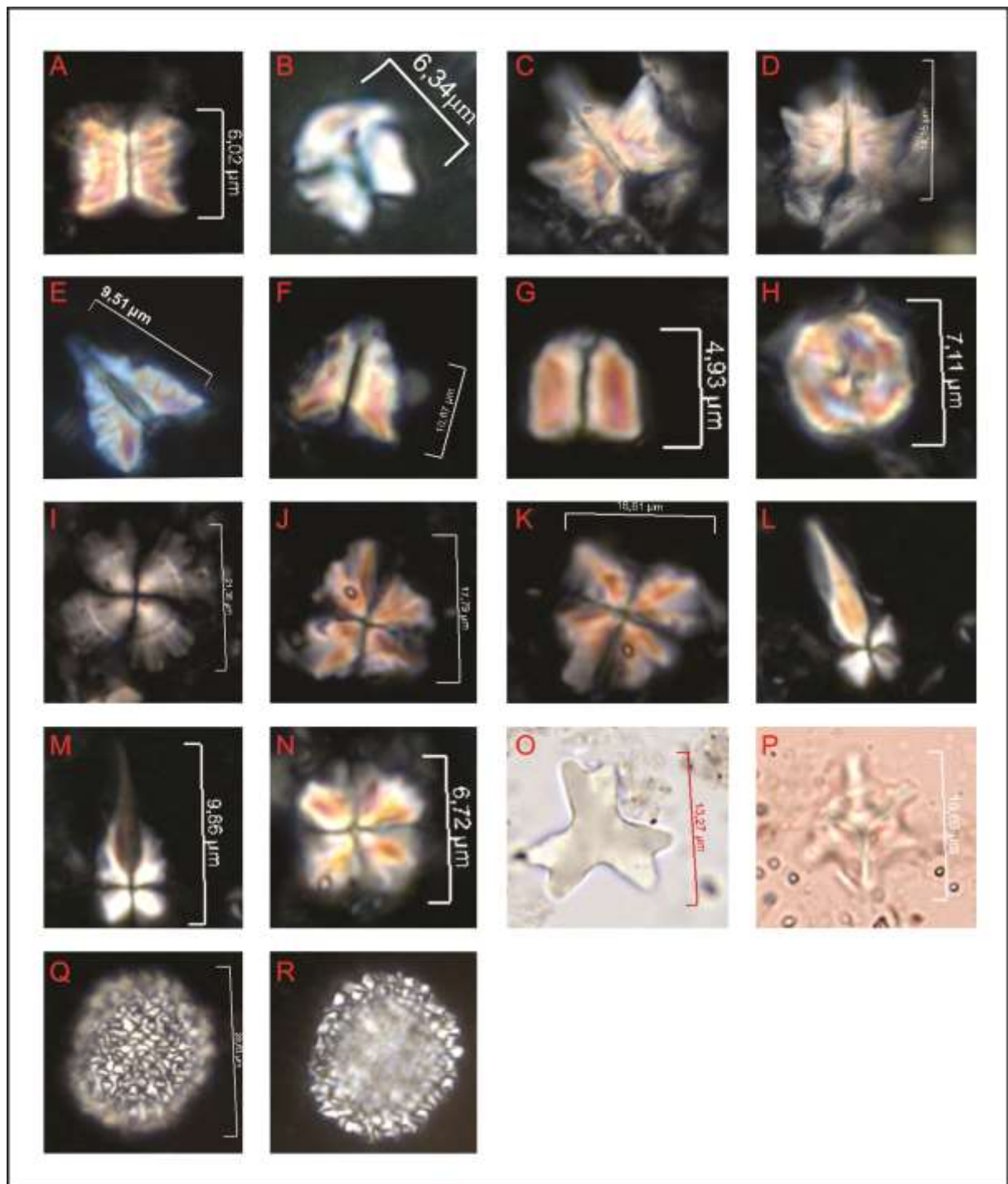
Fig. T - *Fasciculithus aubertae*, poço GCM2, prof. 825m.

Fig. U - *Fasciculithus billi*, poço GCM1, prof. 930m.

Figs. V e W - *Fasciculithus bitectus*, poço GCM3, prof. 1140m.

Fig. X - *Fasciculithus chowii*, poço GCM2, prof. 1170m.

ESTAMPA 4



Figs. A - *Fasciculithus involutus*, poço GCM2, prof. 870m.

Fig. B - *Fasciculithus pileatus*, poço GCM2, prof. 1125m

Figs. C e D- *Fasciculithus richardii*, poço GCM1, prof. 822m.

Fig. E – *Fasciculithus schaubii*, poço GCM5, prof. 1881m.

Fig. F - *Fasciculithus thomasi*, poço GCM2, prof. 825m.

Fig. G - *Fasciculithus tympaniformis*, poço GCM2, prof. 825m.

Fig. H - *Bomolithus conicus*, poço GCM1, prof. 1014m.

Fig. I - *Heliolithus kleinpellii*, poço GCM3, prof. 1075m.

Figs. J e K - *Sphenolithus acervus*, poço GCM4, prof. 1050m.

Figs. L e M - *Sphenolithus anarrhopus*, poço GCM2, prof. 795m.

Fig. N - *Sphenolithus moriformis*, poço GCM2, prof. 1200m.

Fig. O - *Tribrachiatus digitalis*, poço GCM1, prof. 786m.

Fig. P - *Tribrachiastus bramlettei*, poço GCM2, prof. 795m.

Figs. Q e R - *Thoracosphaera* spp., poço GCM2, prof. 1305m.

APÊNDICES

APÊNDICE A

DEFINIÇÃO DAS NOMENCLATURAS UTILIZADAS

Abertura - Termo geral para qualquer espaço não preenchido por elementos.

Abertura central - Abertura no centro da área central. Pode estar coberta por alguma estrutura.

Anel externo – Parte externa do cocolito, geralmente caracterizada por uma série de ciclos regulares e resulta do desenvolvimento dos elementos do protocóclito.

Área central – Parte interna do cocolito fechada por um anel externo e que resulta do desenvolvimento dos elementos do protocóclito. Pode estar vazia ou totalmente fechada.

Assimétrico – Ausência de simetria bilateral devido a uma maior expansão.

Barra - Qualquer estrutura larga na área central.

Braço - Parte de uma cruz ou pente que corre ao longo de toda área central.

Cálice - Expansão no topo.

Cavidade - Abertura grande na área central. Abertura larga dentro de um cocolito ou nanolito.

Ciclo - Anel de elementos ou unidade cristalográfica.

Cruz - Par de barras que se interceptam no centro da área central.

Cruz axial - Quando a cruz se dispõem paralela aos eixos principais da elipse.

Cruz diagonal - Quando a cruz se dispõem de forma não paralela aos eixos principais.

De lado (horizontal) - Vista perpendicular da direção próxima-distal

Depressão - Declive na superfície do cocolito.

Distal – Face do cocolito

Elemento - Componente de um cocolito.

Escudo - Anel externo sub-horizontal .

Espinho - Elemento de base larga que afina para a ponta.

Grade - Sistema de barras que fecham a área central.

Imbricação - Disposição angular dos elementos no plano do cocolito (em vista lateral).

Largura, comprimento e altura – Dimensões máximas de um cocolito nas direções longitudinal, transversal e vertical, respectivamente.

Loxolito – anel externo elevado em escudos e com os elementos fortemente imbricados.

Murolito – Anel externo elevado e sem um bom desenvolvimento dos escudos.

Parede - Anel externo sub-vertical.

Pentalito - Nanolito formado por Braarudosphaeraceae. É mais ou menos plano e de forma pentagonal.

Perfuração - Pequena abertura entre dois ou mais elementos.

Placa - Estrutura contínua ou quase contínua, paralela ao plano do cocolito, que fecha a área central.

Placolito – Anel externo com dois ou mais escudos bem desenvolvidos.

Planolito – Anel externo plano.

Proximal – Face do cocolito que aparece dentro da cocosfera. É o lado côncavo, mas nem sempre pode ser determinado.

Radial - Direção sobre o plano do cocolito e perpendicular à sua margem.

Sutura - Rastro de uma superfície de contato na superfície do cocolito

APÊNDICE B

RELAÇÃO DOS TÁXONS DE NANOFÓSSEIS CITADOS

TAXA RECONHECIDOS NO PALEOCENO

Placozygus sigmoides (Bramlette & Sullivan, 1961) Romein, 1979

Neocrepidolithus grandiculus Bown, 2005a

Lophodolithus nascens Bramlette & Sullivan, 1961

Neochiastozygus chiastus (Bramlette & Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1971c

Neochiastozygus distentus (Bramlette & Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1971c

Neochiastozygus eosapes Perch-Nielsen, 1981

Neochiastozygus imbriei Haq & Lohmann, 1976

Neochiastozygus junctus (Bramlette & Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1971c

Neochiastozygus perfectus Perch-Nielsen, 1971c

Neochiastozygus primitivus Perch-Nielsen, 1981

Zygodiscus herlynii Sullivan, 1964

Zygodiscus plectopons Bramlette & Sullivan, 1961

Neococcolithes protenus (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay & Mohler, 1967

Scapholithus fossilis Deflandre in Deflandre & Fert, 1954

Scapholithus rhombiformis Hay & Mohler, 1967

Futyania attewellii Varol, 1989a

Neobiscutum parvulum (Romein, 1979) Varol, 1989a

Prinsius martinii (Perch-Nielsen, 1969) Haq, 1971

Toweius eminens (Bramlette & Sullivan, 1961) Gartner, 1971

Toweius pertusus (Sullivan, 1965) Romein, 1979

Toweius selandianus Perch-Nielsen, 1979

Toweius serotinus Bybell & Self-Trail, 1994

Campylosphaera eodela Bukry & Percival, 1971

Chiasmolithus bidens Bramlette & Sullivan, 1961

Chiasmolithus californicus (Sullivan, 1964) Hay & Mohler, 1967

Chiasmolithus consuetus (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay & Mohler, 1967

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller, 1930

Coronocyclus bramlettei Hay & Towe, 1962

Ericsonia subpertusa Hay & Mohler, 1967

Ericsonia universa Wind & Wise in Wise & Wind, 1977

Cruciplacolithus frequens (Perch-Nielsen, 1977) Romein, 1979

Cruciplacolithus primus Perch-Nielsen, 1977

Cruciplacolithus tenuis (Stradner, 1961) Hay & Mohler in Hay *et al.*, 1967

Ellipsolithus distichus (Bramlette & Sullivan, 1961) Sullivan, 1964

Ellipsolithus gomidei Costa & Antunes, 1994

Ellipsolithus macellus (Bramlette & Sullivan, 1961) Sullivan, 1964

Markalius inversus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Bramlette & Martini, 1964

Lanternithus duocavus Locker, 1967

Semihololithus kerabyi Perch-Nielsen, 1971b

Semihololithus tentorium Bown, 2005a

Braarudosphaera bigelowii (Gran & Braarud, 1935) Deflandre, 1947

Micrantholithus aequalis Sullivan, 1964

Micrantholithus ianequalis Martini, 1961a

Discoaster diastypus Bramlette & Sullivan, 1961

- Discoaster megastypus* (Bramlette & Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1984
- Fasciculithus alanii* Perch-Nielsen, 1971b
- Fasciculithus aubertae* Haq & Aubry, 1981
- Fasciculithus billii* Perch-Nielsen, 1971b
- Fasciculithus bitectus* Romein, 1979
- Fasciculithus chowii* Varol, 1989a
- Fasciculithus involutus* Bramlette & Sullivan, 1961
- Fasciculithus pileatus* Bukry, 1973b
- Fasciculithus richardii* Perch-Nielsen, 1971b
- Fasciculithus schaubii* Hay & Mohler, 1967
- Fasciculithus thomasii* Perch-Nielsen, 1971b
- Fasciculithus tympaniformis* Hay & Mohler in Hay *et al.*, 1967
- Bomolithus conicus* (Perch-Nielsen, 1971c) Perch Nielsen, 1984
- Heliolithus kleinpellii* Sullivan, 1964
- Sphenolithus acervus* Bown, 2005a
- Sphenolithus anarrhopus* Bukry & Bramlette, 1969
- Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967
- Tribrachiatus digitalis* Aubry, 1996
- Tribrachiastus bramlettei* (Brönnimann & Stradner, 1960) Proto Decima *et al.*, 1975
- Thoracosphaera* spp. Antunes, 2007

TAXA DESMORONADOS

Ericsonia formosa Wise, 1973

Zygrhablithus bijugatus Deflandre in Deflandre & Fert, 1954

Campylosphaera dela (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay & Mohler, 1967

Discoaster kuepperi Stradner, 1959b

Discoaster saipanensis Bramlette & Riedel, 1954

Helicosphaera clarissima Bown, 2005a

Sphenolithus furcatholithoides Locker, 1967

Coronocylclus nitescens (Kamptner, 1963) Bramlette & Wilcoxon, 1967

Chiasmolithus eograndis Perch-Nielsen, 1971a

Coccolithus eopelagicus (Bramlette & Riedel, 1954) Bramlette & Sullivan, 1961

Discoaster lodoensis Bramlette & Riedel, 1954

Micrantholithus procerus Bukry & Bramlette, 1969

Discoaster barbadiensis (Tan, 1927) Bramlette & Riedel, 1954

Pontosphaera bicaveata (Perch-Nielsen, 1967) Romein, 1979

Toweius tovae Perch-Nielsen, 1971b

Blackites tenuis (Bramlette & Sullivan, 1961) Sherwood, 1974

Pema basquensis basquensis (Bouché, 1962) Bybell & Gartner, 1972

Helicosphaera lophota (Bramlette & Sullivan, 1961) Jafar & Martini, 1975

Helicosphaera seminulum Bramlette & Sullivan, 1961

Pema rotundum Klumpp, 1953

Pontosphaera multipora (Kamptner, 1948) Roth, 1970

Pontophaera pulcheroides (Sullivan, 1964) Romein, 1979

Sphenolithus radians Deflandre in Grassé, 1952

Calcidiscus protoannulus (Gartner, 1971) Loeblich & Tappan, 1978

Cruciplacolithus cribellum (Bramlette & Sullivan, 1961) Romein, 1979

Pedinocyclus larvalis (Bukry & Bramlette, 1969) Loeblich & Tappan, 1973

Lanternithus minutus Stradner, 1962

Sphenolithus orphanknollensis Perch-Nielsen, 1971c

Ericsonia insolita Perch-Nielsen, 1971a

Chiasmolithus grandis (Bramlette & Riedel, 1954) Radomski, 1968

Pontosphaera ocellata (Bramlette & Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1984

TAXA RECONHECIDOS NO EOCENO

Ellipsolithus anadoluensis Varol, 1989c

Tribrachiatus bramlettei (Brönnimann & Stradner, 1960) Proto Decima et al., 1975

Toweius occultatus (Locker, 1967) Perch-Nielsen, 1971a

Tribrachiatus orthostylus (Bramlette & Riedel, 1954) Shamrai, 1963

Neochiastozygus junctus (Bramlette & Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1971c

TAXA RECONHECIDOS NO MAASTRICHTIANO

Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina, 1959

Watznaueria barnesae (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968a

Retecapsa surirella (Deflandre & Fert, 1954) Grün in Grün & Allemann, 1975

Micula decussata Vekshina, 1959

Retecapsa angustiforata Black, 1971a

Eiffellithus collis Hoffmann, 1970b

Reinhardtites levis Prins & Sissingh in Sissingh, 1977

Tetrapodorhabdus decorus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Wind & Wise in Wise & Wind, 1983

Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952

Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968

Glaukolithus compactus (Bukry, 1969) Perch-Nielsen, 1984

Chiastozygus synquadriperforatus Bukry 1969

Helicolithus trabeculatus (Górka, 1957) Verbeek, 1977

Zeugrhabdotus embergeri (Noël, 1959) Perch-Nielsen, 1984

Uniplanarius trifidum (Stradner in Stradner & Papp, 1961) Prins & Perch-Nielsen in Manivit et al., 1977

Retecapsa ficula (Stover, 1966) Burnett, 1997b

Loxolithus armilla (Black in Black & Barnes, 1959) Noël, 1965

Manivitella pemmatoidea (Deflandre in Manivit, 1965) Thierstein, 1971

Microrhabdulus decorates Deflandre, 1959

Staurolithites ellipticus (Gartner, 1968) Lambert, 1987

Staurolithites flavus Burnett, 1997b

Zeugrhabdotus trivectis Bergen, 1994

Ahmuellerella regularis (Górka, 1957) Reinhardt & Górka, 1967

Chiastozygus litterarius (Górka, 1957) Manivit, 1971

Cribrosphaerella venata Stover, 1966

Cylindralithus sculptus Bukry, 1969

Eiffelithus turriseiffelli (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965, emend. Shamrock & Watkins, 2009

Microrhabdulus undosus Perch-Nielsen, 1973

Micula prinsii Perch-Nielsen, 1979a

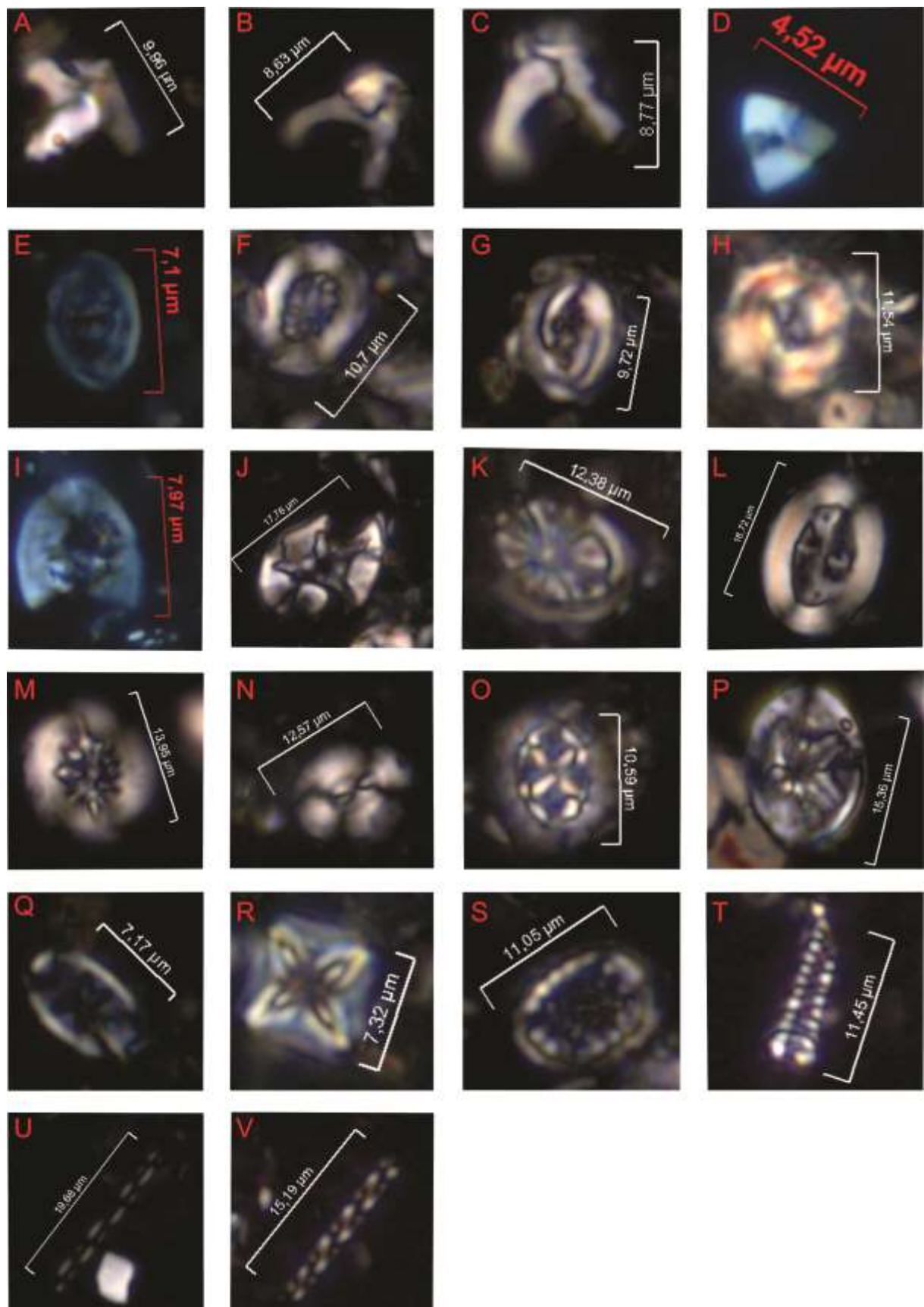
Placozygus fibuliformis (Reinhardt, 1964) Hoffmann, 1970a

Arkhangelskiella maastrichtiana Burnett, 1997b

Eiffelithus parallelus Perch-Nielsen, 1973

APÊNDICE C

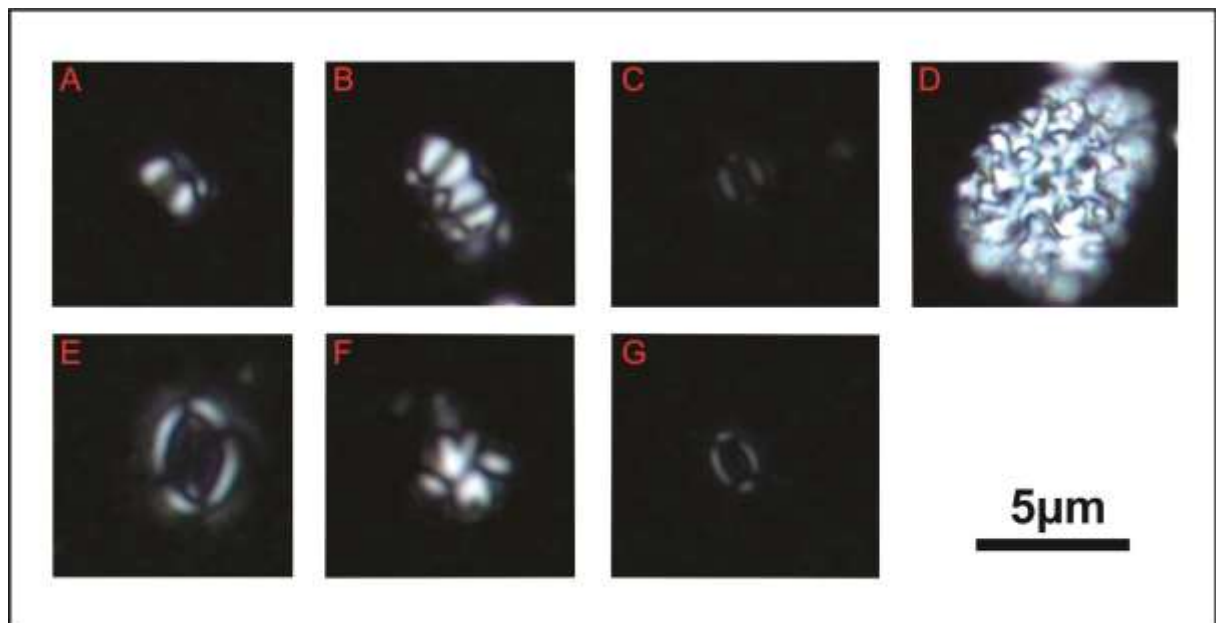
ESTAMPAS DOS ALGUNS NANOFÓSSEIS RECONHECIDOS NO MAASTRICHTIANO



- A, B, C-** *M. prinsii*, poço GCM1, prof. 1122m
- D-** *U. trifidum*, poço GCM5, prof. 2271m
- E-** *G. compactus*, poço GCM5, prof. 2241m
- F-** *R. ficula*, poço GCM5, prof. 2271m
- G-** *P. fibuliformis*, poço GCM1, prof. 1122m
- H -** *C. sculptus*, poço GCM1, prof. 1122m
- I-** *R. levis*, poço GCM5, prof. 2241m
- J-** *E. turriseifellii*, poço GCM1, prof. 1122m
- K-** *A. regularis*, poço GCM1, prof. 1122m
- L-** *A. cymbiformis*, poço GCM5, prof. 2226m
- M-** *R. angustiforata*, poço GCM5, prof. 2226m
- N-** *W. barnesae*, poço GCM5, prof. 2196m
- O-** *P. cretacea*, poço GCM5, prof. 2241m
- P-** *E. parallelus*, poço GCM1, prof. 1122m
- Q-** *E. collis*, poço GCM5, prof. 2241m
- R-** *M. decussata*, poço GCM5, prof. 2241m
- S-** *C. ehrenbergii*, poço GCM5, prof. 2241m
- T-** *T. decorus*, poço GCM5, prof. 2241m
- U-** *M. decoratus*, poço GCM1, prof. 1122m
- V-** *M. undosus*, poço GCM1, prof. 1122m

APÊNDICE D

ESTAMPA DAS ESPÉCIES PROPOSTAS POR ANDRADE (2010)



APÊNDICE E
RELAÇÃO DOS TÁXONS ABORDADOS POR ANDRADE (2010)

LISTA DE NANOFÓSSEIS MENCIONADOS POR ANDRADE (2010), NESTA PESQUISA, E SEUS RESPECTIVOS AUTORES

Braarudosphaera bigelowii (Gran & Braarud, 1935) Deflandre, 1947

Cruciplacolithus primus Perch-Nielsen, 1977 (Anexo 1 - Figura E)

Futyania petalosa = *Prinsius petalosus* (Ellis & Lohmann, 1973) Varol, 1989 (Anexo 1- Figuras A, B e F).

Markalius inversus (Deflandre *in* Deflandre & Fert, 1954) Bramlette & Martini, 1964

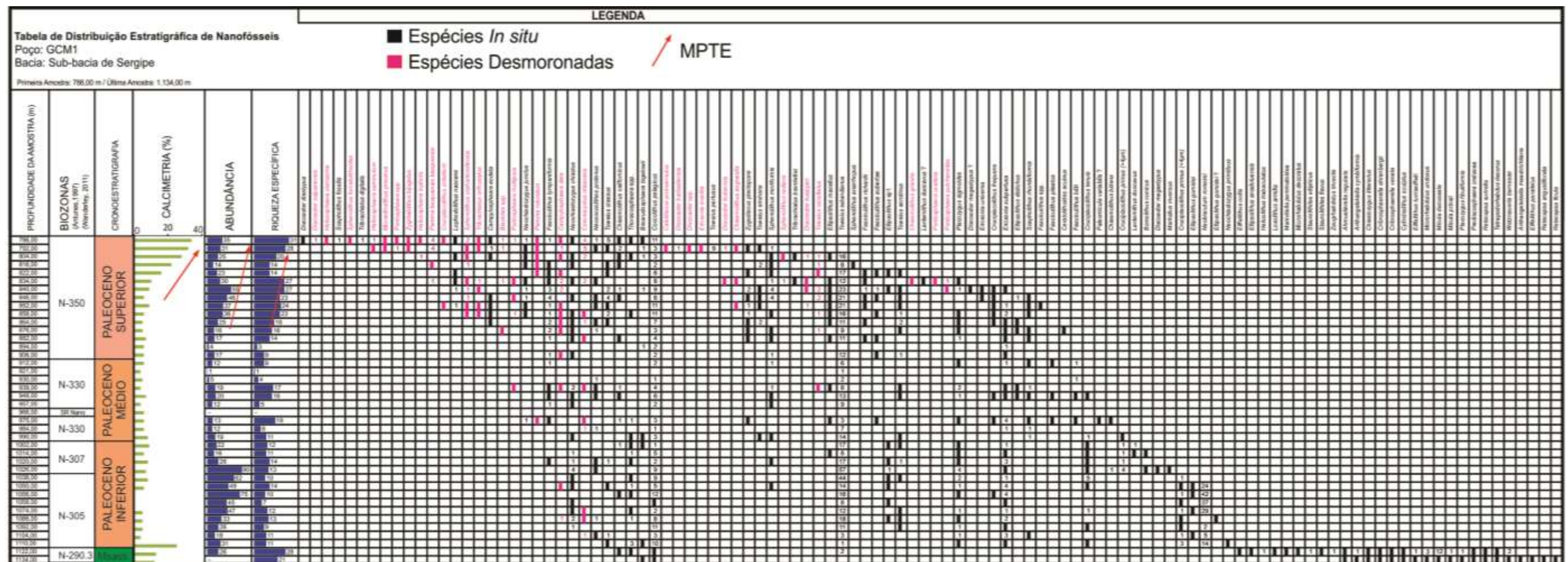
Neobiscutum parvulum (Romein, 1979) Varol, 1989a (Anexo 1- Figura C)

Neobiscutum romeinii (Perch-Nielsen, 1981) Varol, 1989 (Anexo 1 – Figura G).

Thoracosphaera spp. (Anexo 1 – Figura D).

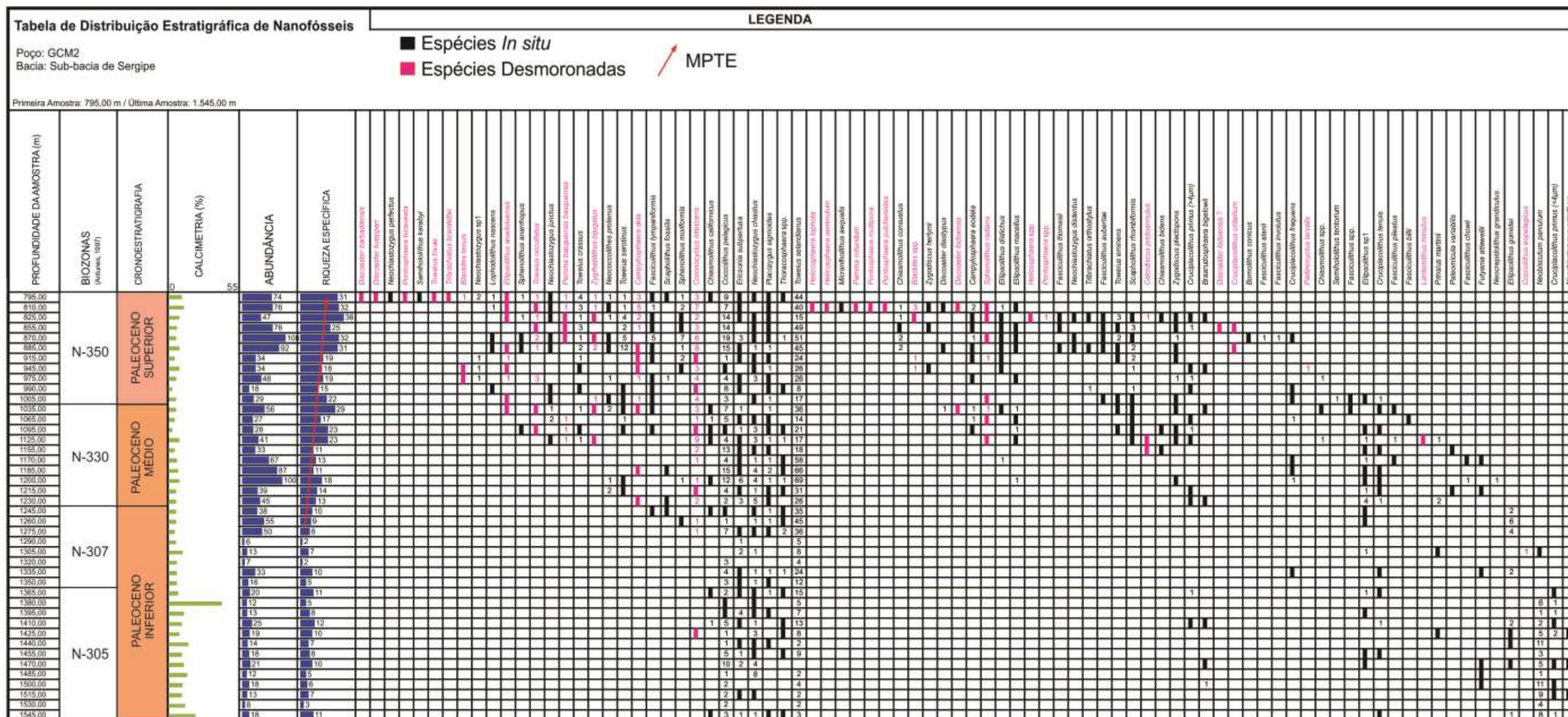
APÊNDICE F

TABELA DE DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DO POÇO GCM1



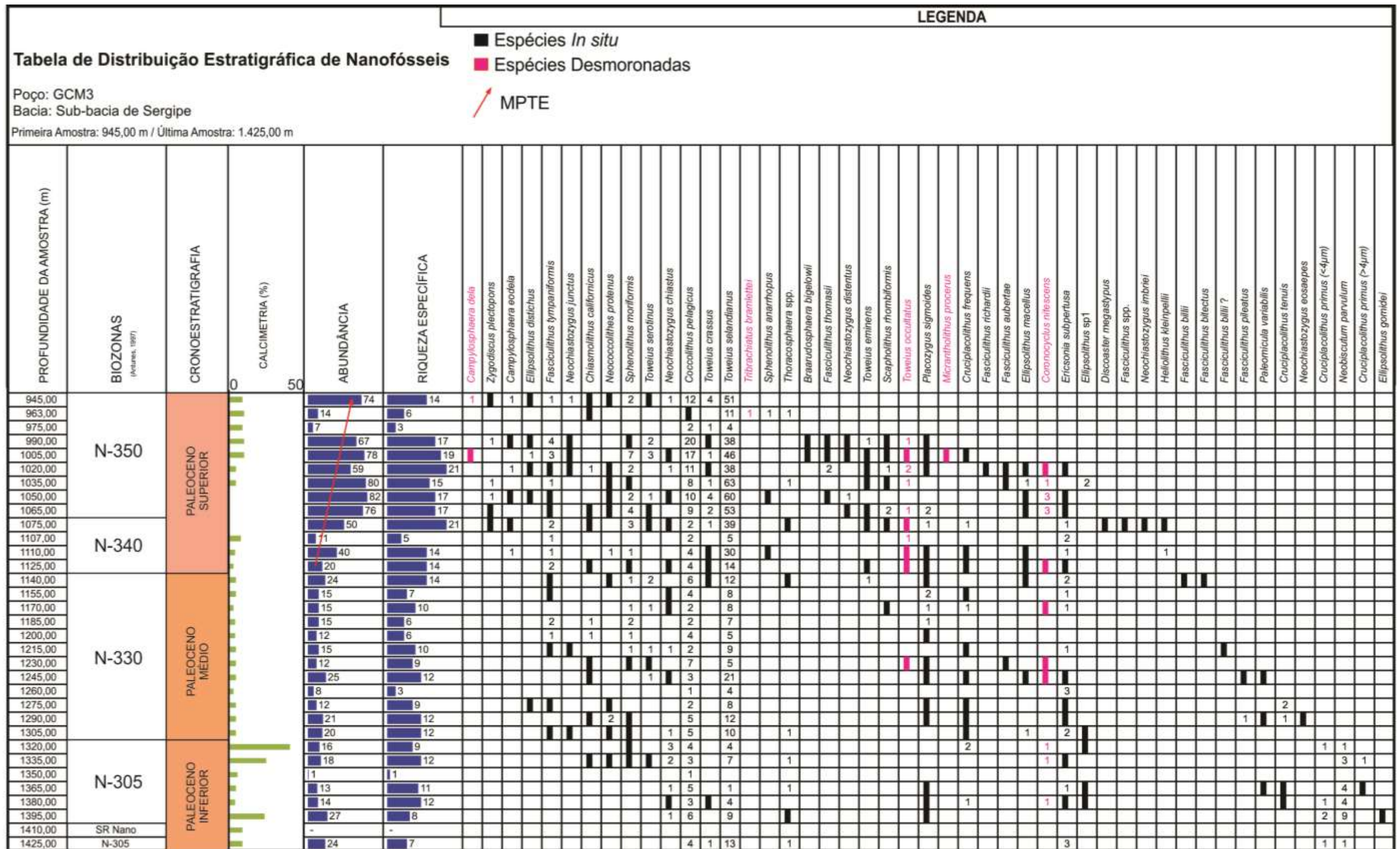
APÊNDICE G

TABELA DE DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DO POÇO GCM2



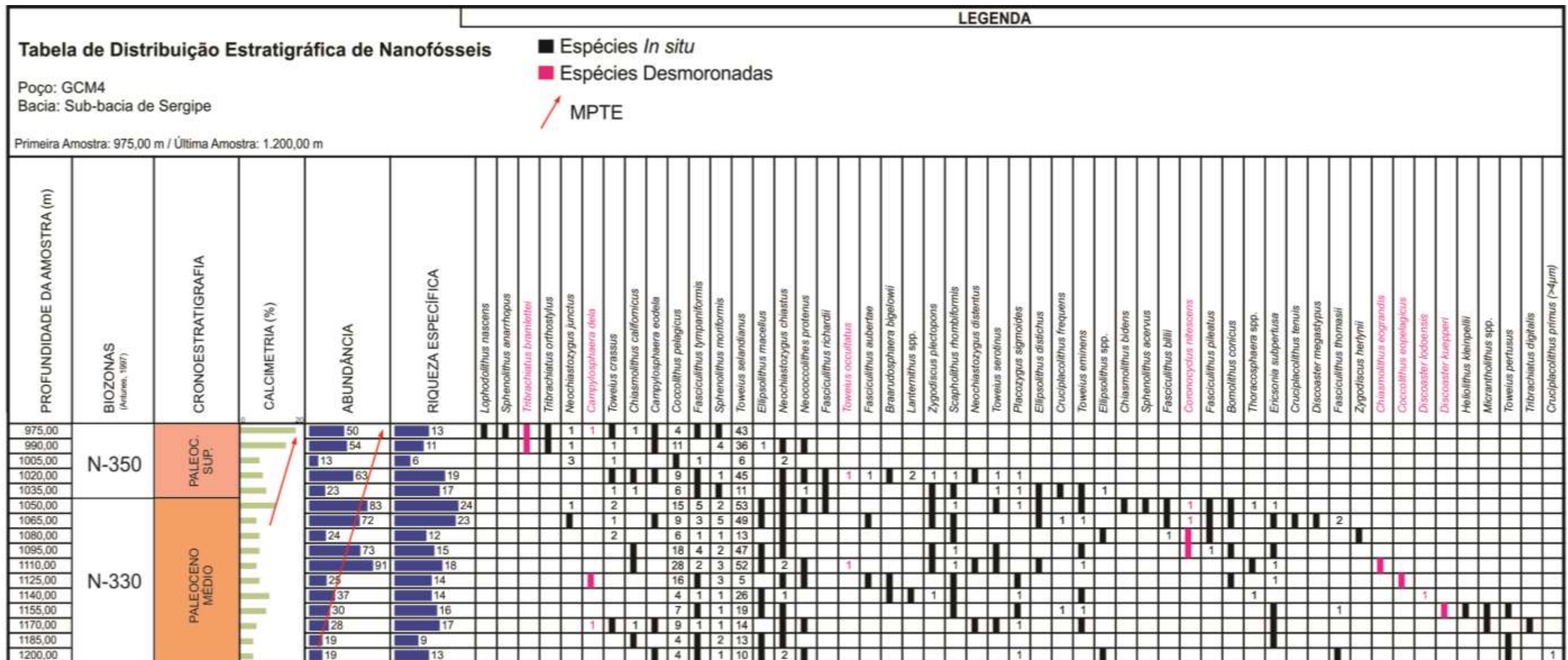
APÊNDICE H

TABELA DE DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DO POÇO GCM3



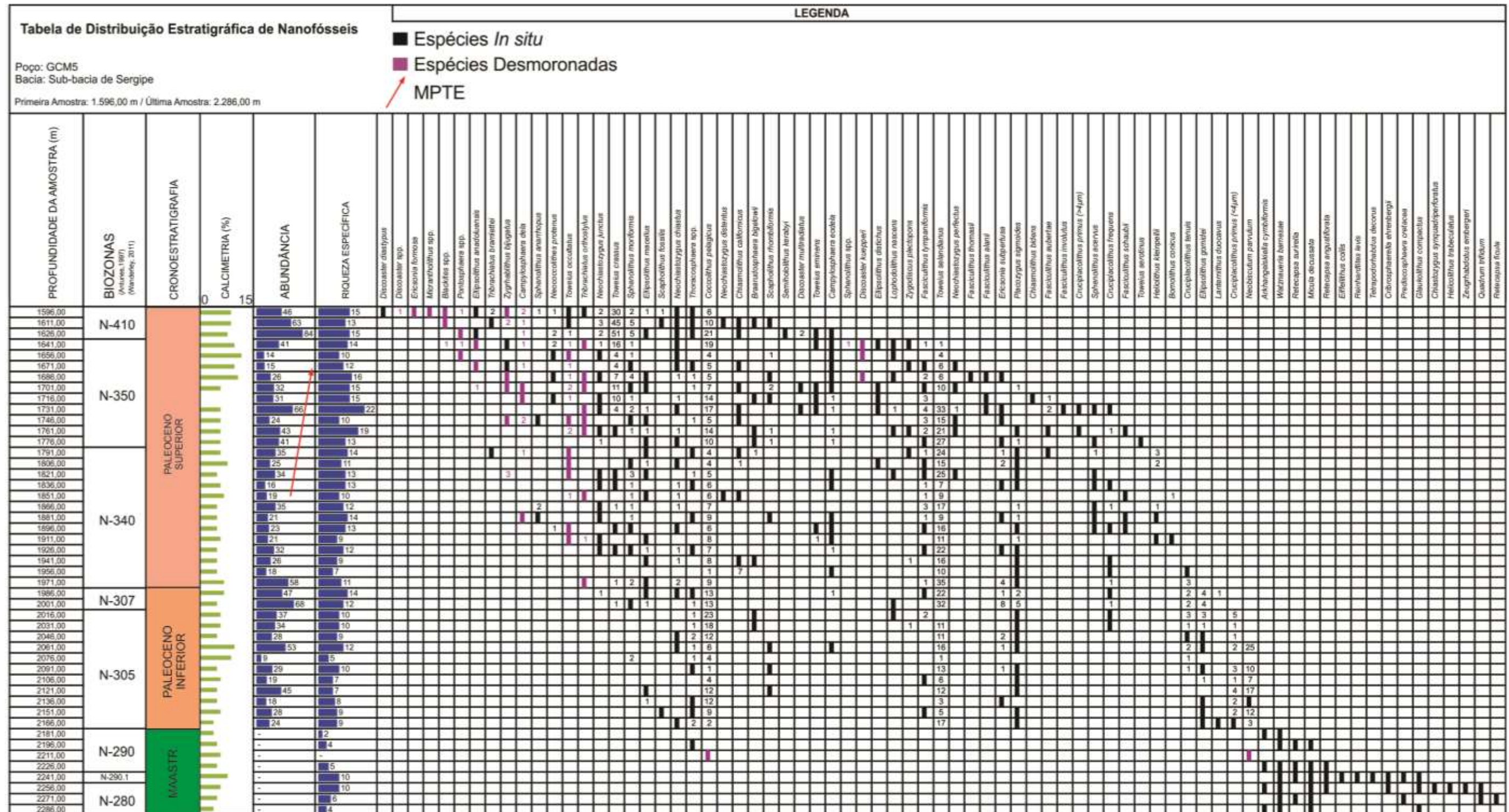
APÊNDICE I

TABELA DE DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DO POÇO GCM4



APÊNDICE J

TABELA DE DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DO POÇO GCM5



APÊNDICE K

TABELA DE DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DO DANIANO DO FURO
POTY, BACIA DA PARAÍBA (MODIFICADO DE ANDRADE, 2010).

